

53239

299

ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: G. PÉCZELY

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS XII.

FASC. 1—4

SZEGED (HUNGARIA)

1973



ACTA UNIVERSITATIS SZEGEDIENSIS

PARS CLIMATOLOGICA SCIENTIARUM NATURALIUM

CURAT: G. PÉCZELY

ACTA CLIMATOLOGICA

TOMUS XII.

FASC. 1—4



SZEGED (HUNGARIA)

1973

PRECIPITATION PATTERNS OF THE EARTH

by

G. Péczely

Összefoglalás: (*A Föld csapadérendszerai*). A tanulmány bemutatja a Föld csapadékeloszlásának néhány jellemző sajátosságát. Megismerjük 10° -os övezetenként a különböző évi csapadékmennyiségek által borított területek abszolút és relatív (százalékos) kiterjedését (*I. és II. táblázatok*), s az évi átlagos csapadékösszegek egész Földre vonatkozó eloszlásfüggvényét (*III. táblázat*).

A csapadék átlagos évi menete alapján meghatározta a szerző a csapadék éven belüli koncentrálódásának mértékét, amelyet úgy fejez ki, hogy a legcsapadékosabb hónap átlagos csapadékösszegét az átlagos évi összeg százalékában adja. Az erős és gyenge koncentrálódás területeit a 2. ábra szemlélteti.

Meghatározza a szerző, hogy a csapadék maximuma és minimuma melyik évszakra esik, s ennek alapján 12 formális típust különít el. Földgömbi eloszlásukat a 4. ábra szemlélteti. Követezőkben a csapadékmaximum évszakját a Nap járásának megfelelő termikus évszakok szerint csoportosítva, s megkülönböztetve a sivatagi területeket is, 8 genetikus típusba sorolja Földünk csapadékrendszerait. Ezek eloszlását az 5. ábra szemlélteti. A genetikus típusok kiterjedésének százalékos arányát övezetenként — az egész Földre, külön a kontinensekre és óceánokra — az V—VI—VII. táblázatok tartalmazzák. Végül egy Afrikán és Európán áthaladó meridiális metszet mentén feltüntetti a csapadék havi területi átlagait, ezt a 6. ábra szemlélteti.

Zusammenfassung: (*Die Niederschlagssysteme der Erde*). In der Arbeit werden einige kennzeichnende Besonderheiten erörtert, welche in der Niederschlagsverteilung unseres Planeten auftreten. Für Zonen von 10° Breitenunterschied wird die absolute und relative (prozentuelle) Erstreckung der Gebiete mit einem gegebenen Jahresniederschlag (*Tabellen I und II*) angegeben und die Verteilungsfunktion des durchschnittlichen Jahresniederschlages (*Tabelle III*) angeführt.

Auf Grund des durchschnittlichen Jahresganges wurde das Mass der interannuären Konzentration des Niederschlages bestimmt, ein Begriff, der in der Weise beschrieben wurde, dass die durchschnittliche Niederschlagsmenge des niederschlagsreichsten Monats in Prozenten der durchschnittlichen Jahressumme ausgedrückt wird. Die Gebiete der starken und der schwachen Konzentrierung sind an Abb. 2 dargestellt.

Es wird festgestellt, in welche Jahreszeit das Maximum und das Minimum des Niederschlages fällt, und auf dieser Weise werden 12 formale Typen unterschieden. Ihre planetare Verteilung wird an Fig. 4 dargestellt. Ferner werden die Jahreszeiten mit einem Niederschlagsmaximum nach den dem Gange der Sonne entsprechenden thermischen Jahreszeiten eingeteilt, und bei Unterscheidung der Wüstengebiete erhält man 8 genetische Typen für die Niederschlagssysteme der Erde. Die Verteilung derselben wird an Abb. 5 dargestellt. Die prozentuale Verhältnisse der Erstreckung der verschiedenen genetischen Typen (für die ganze Erde, sowie getrennt für die Kontinente und für die Ozeane) sind in den Tabellen V—VI—VII enthalten. Endlich werden entlang eines Meridionalschnittes, durch welchen Afrika und Europa durchquert werden, die monatlichen arealen Durchschnittswerte des Niederschlages angegeben und dies wird an Abb. 6 dargestellt.

Summary: This paper deals with some peculiar properties of the precipitation distribution on our planet. For zones of 10 degrees of latitude difference, the absolute and relative (percentage) extensions of the areas receiving given amounts of annual precipitation (*Table I and II*) as well as the distribution of average precipitation amounts over the whole Earth (*Table III*) are discussed.

On the basis of the average annual variation of temperature, the degree of precipitation concentration in the course of the year has been determined, this quantity being defined as the average precipitation amount of the wettest months of the year expressed in percentages of the average annual amount. The areas of strong and, respectively, of weak concentration are illustrated on Fig. 2.

The seasons in which the maxima and minima of precipitation are occurring, have been determined, and, on this basis, 12 formal types are defined. Their global distribution is shown on Fig. 4. Further, grouping the seasons in which the precipitation maximum is occurring, on terms of the thermal seasons expressing the annual path of the Sun, the precipitation patterns of the Earth are classified into 8 genetical types. Their distribution is shown on Fig. 5. The percentual extensions of the various genetical types for the whole globe, and further for the continents only and for the oceans only are listed in Tables V—VI—VII. Finally, along a meridional section passing over Africa and Europe, the areal monthly average precipitations are shown on Fig. 6.

The distribution in time and space of the some $526 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ of precipitation occurring during an average year over the globe [1] is determining the most prominent features of the various climates.

In case of uniform spatial distribution, this would yield an annual precipitation amount of

$$1030 \text{ litres m}^{-2}$$

However, as a result of the well-known features of planetary circulation and of the thermal pattern of the Earth, this precipitation is distributed by far not in a uniform way, but according to a determined *zonal system*, and this system is clearly manifesting itself even in spite of the disturbing effects exerted by orography and by the factors of local circulation.

Table I

Areal distribution of annual precipitation for zonal belts of 10 degrees of latitude (10° km^2)

		< 50	50—100	100—250	250—500	500—1000	1000—2000	2000—4000	> 4000	Total
		mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	
N	90—80°	—	2,4	0.9	0.6	—	—	—	—	3.9
	80—70°	—	3.2	5.1	2.1	0.8	0.3	—	—	11.5
	70—60°	—	—	4.9	9.2	3.0	1.6	0.1	—	18.8
	60—50°	—	—	0.4	9.9	8.7	5.6	0.9	—	25.5
	50—40°	—	1.9	3.3	4.2	9.3	12.5	0.2	—	31.4
	40—30°	0.4	2.9	3.5	5.9	12.2	11.0	0.5	—	36.4
	30—20°	6.2	3.0	5.6	6.4	7.2	10.5	1.3	0.1	40.3
	20—10°	1.5	2.5	2.7	5.2	9.4	16.6	4.6	0.4	42.9
	10— 0°	—	0.1	0.4	4.9	4.0	17.7	19.1	1.1	44.3
S	0—10°	—	1.6	5.1	5.0	6.8	12.0	13.2	0.6	44.3
	10—20°	1.9	3.3	4.8	6.0	8.1	13.1	5.7	—	42.9
	30—40°	—	0.2	1.4	3.6	18.0	13.1	0.1	—	36.4
	40—50°	—	—	0.6	0.6	2.4	26.4	1.4	—	31.5
	50—60°	—	—	0.2	0.3	5.6	18.7	0.6	0.1	25.4
	60—70°	—	0.3	2.4	8.6	7.0	0.5	—	—	18.8
	70—80°	2.8	1.3	3.0	3.5	0.9	—	—	—	11.5
	80—90°	1.4	0.8	1.7	—	—	—	—	—	3.9
Area		15.0	25.8	54.8	81.3	110.9	172.0	47.9	2.3	510.0
%		2.9	5.1	10.8	15.9	21.7	33.8	9.4	0.4	100.0

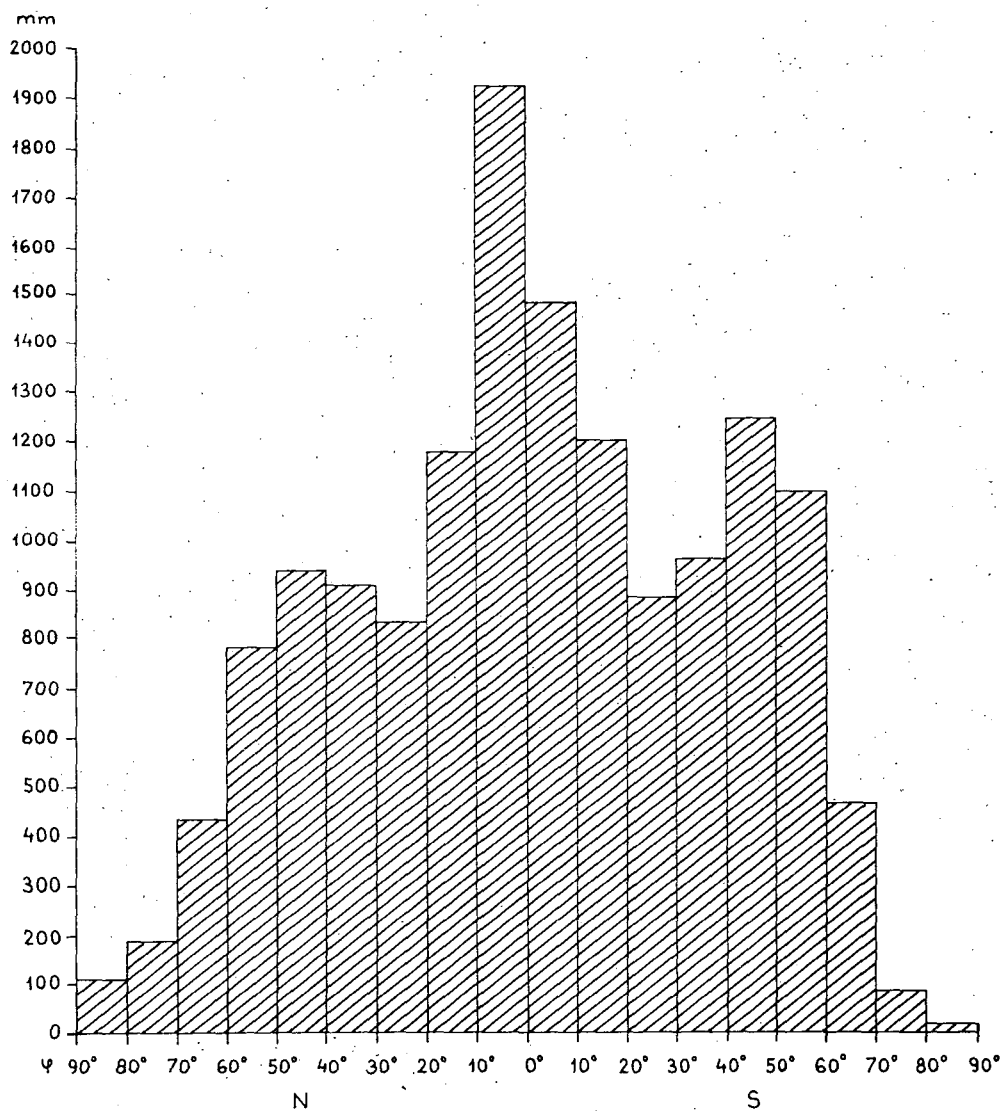


Fig. 1. Zonal averages of annual precipitation amounts

1. ábra. A csapadék évi összegeinek övezetes átlagai

The well-known features of the zonal distribution of precipitations consist in the following: 1. Highest amount of precipitation is occurring in the tropical belt within the latitudes 10°N and 10°S. This maximum of precipitation is connected to the presence of the Inter-Tropical Convergence Zone (I.T.C.Z.) and to the high moisture content of these torrid areas. 2. A well-defined secondary maximum is exhibited, on both hemispheres, within the temperate zone situated between the latitudes 40° to 60°. This is caused by the presence of the Polar Frontal Zone and by the connected cyclonic activity. 3. Lowest amounts of precipitation are encountered in Polar areas, as a consequence of low temperatures. 4. Secondary minimums of the zonal precipitation distribution are found on both hemispheres between latitudes 20° and 30°, that is, in the subsidence area of subtropical anticyclonic cells. These basic features are most pregnantly expressed by zonal average values of the annual precipitation amount (Fig. 1).

A further and more detailed information on the zonal and global distribution of precipitation is yielded by the absolute and relative extensions of areas having an annual precipitation amount which is falling between some given limiting values (*Tables I and II*). These tables had been prepared on the basis of the most recent charts of the distribution of average precipitation amounts [2] by using a planimeter. From

Table II
Percentual areal distribution of annual precipitation for ten-degree latitudinal belts of the Earth (%)

		< 50	50—100	100— 250	250— 500	500— 1000	1000— 2000	2000— 4000	> 4000 mm	10° km²
N	90—80°	—	62.2	22.8	15.0	—	—	—	—	3.9
	80—70°	—	28.6	45.3	18.6	7.2	0.3	—	—	11.5
	70—60°	—	—	25.8	48.9	16.1	8.6	0.6	—	18.8
	60—50°	—	—	1.7	38.9	33.9	21.9	3.6	—	25.5
	50—40°	—	6.1	10.6	13.3	29.3	40.0	0.3	—	31.4
	40—30°	1.1	8.1	9.5	16.2	33.4	30.3	1.4	—	36.4
	30—20°	15.3	7.5	13.9	15.8	17.8	26.1	3.3	0.3	40.3
	20—10°	3.6	5.8	6.4	12.2	21.9	38.6	10.6	0.9	42.9
	10— 0°	—	0.3	0.8	4.2	8.9	40.0	43.3	2.5	44.3
S	0—10°	—	3.4	11.8	11.5	15.5	27.3	30.4	1.4	44.3
	10—20°	4.4	7.8	11.1	13.9	18.9	30.6	13.3	—	42.9
	20—30°	1.9	5.8	21.7	20.6	18.6	30.8	0.6	—	40.3
	30—40°	—	0.6	3.9	10.0	49.4	35.8	0.3	—	36.4
	40—50°	—	—	1.9	1.9	7.8	83.9	4.4	—	31.4
	50—60°	—	—	0.6	1.1	21.9	73.9	2.2	0.3	25.5
	60—70°	—	1.7	13.0	45.4	37.1	2.8	—	—	18.8
	70—80°	24.2	11.7	25.8	30.8	7.5	—	—	—	11.5
	80—90°	35.0	20.0	45.0	—	—	—	—	—	3.9

these data, it was possible to derive the *distribution function* of annual average precipitation amounts for the whole globe, and it may be determined, on what a percentage of the area of the Earth the precipitation amounts are lower than any given value (Table III).

After the establishment of this basic information, we are now reviewing the features of the inter-annual precipitation distribution. For this sake, we analysed the multi-year monthly average precipitations of about 3000 stations distributed over the globe. In analysing the inter-annual distribution they are 1. a measure for the inter-annual concentration of precipitations. 2. the time of the occurrence of the wettest and driest seasons.

1. A Measure of the Inter-Annual Concentration of Precipitations

A measure of inter-annual concentration or the steepness of the annual variation is most simply obtained by expressing the average precipitation amount of the wettest month as a percentage of the annual average precipitation:

$$C = \frac{100 P_{\max}}{\Sigma P}$$

The areas with a strong inter-annual concentration were delimited by the value $C > 25\%$, while $C < 12.5\%$ has been considered as characteristic for a uniform inter-annual distribution. The global distribution of the areas defined by these two limiting values of C is shown on Fig. 2.

The steepness of the annual variation of precipitation and together with it, its inter-annual concentration is reflecting a *characteristically geographical pattern*. A strong inter-annual concentration of precipitation is characteristic, on both hemispheres, for the zone lying between 10° and 20° of latitude which is essentially coinciding with the area of the *tropical monsoons*, and is connected to the seasonal migration of the two big air-flow-divides, i.e. of the Inter-Tropical Convergence Zone (I.T.C.Z.) and of the subtropical high-pressure belt (India Indochina, southern Arabia, shores of East Africa, the central regions of Northern and Southern Africa, Northern Australia, the northeastern parts of Brazil, the shores of Central America). Further, a strong inter-annual concentration of precipitation is characteristic for the area of Central and Eastern Asia as well as for the central and northern parts of North America in connection to the extratropical summer monsoons which are prevailing on these areas.

The uniform inter-annual distribution of precipitation (with $C < 12.5\%$) is a characteristic feature for the temperature zone and mainly for the oceanic areas of this zone, and also for some smaller areas of the equatorial zone, as well as for the parts of this zone lying in South America, in Central Africa and in Indonesia. The

Table III

Percentage of the surface area of the Earth on which the average annual precipitation amount is lower than a given value

% of surface of the globe	5	10	25	50	75	90
Annual precipitation (mm)	< 70	< 130	< 380	< 820	< 1550	< 2000

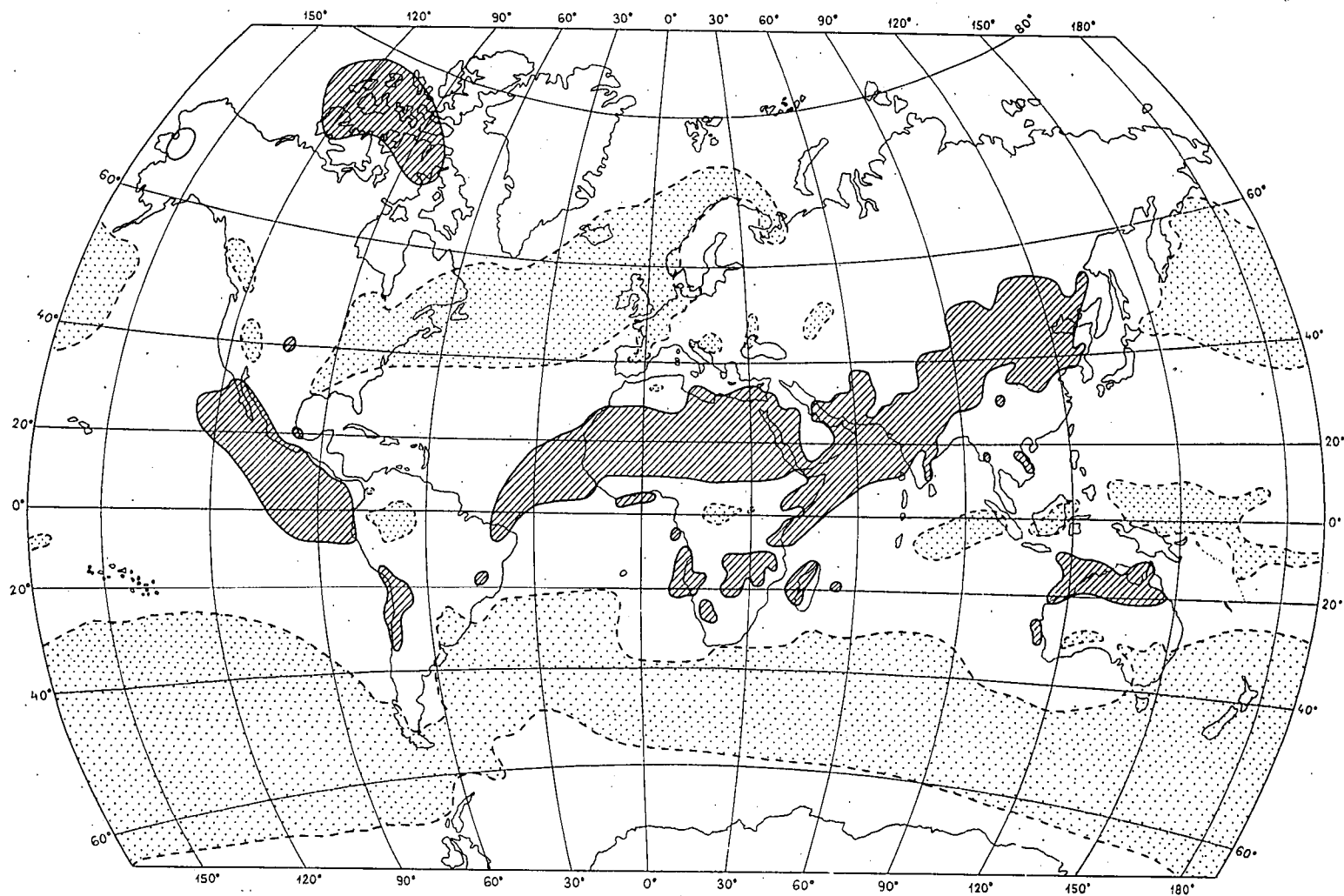


Fig. 2. Areas of strong ($C > 25\%$) and weak ($C < 12.5\%$) inter-annual concentration of precipitation
 2. ábra. A csapadék éven belüli erős ($C > 25\%$) és gyenge ($C < 12.5\%$) koncentrálódásának területei



uniform inter-annual distribution of precipitation is indicating that the areas in question are subjected during *the whole year* to identical circulator conditions and they are coinciding with the belt of prevailing westerlies of the temperate zone.

For demonstrating the *zonal pattern* exhibited by the measure of inter-annual concentration of precipitation amounts, we determined, by using a detailed chart of the geographical distribution of the index C, average values of this index for various latitudes (*Fig. 3*). On the basis of this figure it can be stated that the inter-annual concentration is exhibiting on our planet two characteristic zonal maxima as well as minima. The most pronounced is the annual average variation of precipitation in the

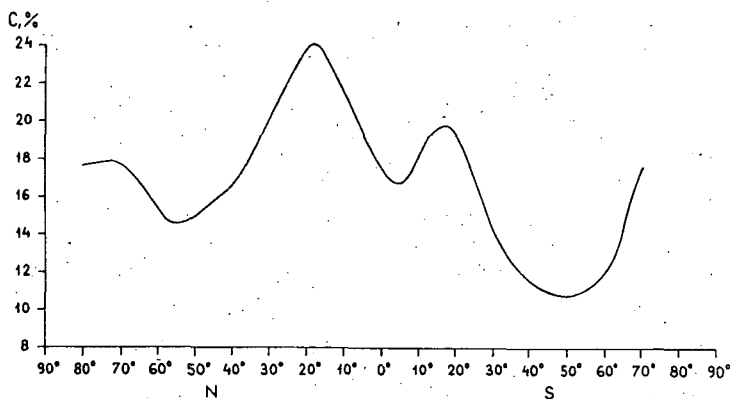


Fig. 3. Zonal averages of the index C
3. ábra. A C index övezetes átlagai

areas lying between latitudes 15° and 20° on both hemispheres, the maximum being stronger on the northern hemisphere. The basic explanation of this phenomenon has been already mentioned above (the presence of the tropical monsoons), and the main maximum exhibited on the Northern Hemisphere is of course a consequence of the larger continental areas, leading to a stronger temperature rise in summer and to a higher degree of convectional activity as well as a stronger evaporation which are all contributing to the precipitation maximum. Minimum values of the index C are found on both hemispheres in the belts between 40° and 60° of latitude, the minimum on the Southern Hemisphere being a more pronounced one as a consequence of the mostly oceanic character of this hemisphere. In the equatorial belt, a somewhat weaker secondary minimum is exhibited, as a result of the factors mentioned above.

2. Types of Inter-Annual Distributions of Precipitations

For the typification of the annual variations of temperature, the simplest objective procedure seems to be the following one: we are determining, on the basis of seasonal average values, the times of the wettest and driest periods and their possible combinations. The consideration of monthly averages, which should reflect even the finer details, has been omitted because, on the one hand, their statistical uncertainty is larger than that of the seasonal averages, and because, on the other hand, the com-

binations of all the possible times of the occurrence of the wettest and driest months would yield an extremely high number of types, and finally, because, in areas possessing longer precipitation-free periods, the determination of the driest month is quite impossible.

In terms of the quarterly occurrences of precipitation maxima and precipitation minima, the following combinations may arise:

Type	Maximum of precipitation months	Maximum of precipitation months
1	XII—I—II	III—IV—V
2	XII—I—II	VI—VII—VIII
3	XII—I—II	IX—X—XI
4	III—IV—V	XII—I—II
5	III—IV—V	VI—VII—VIII
6	III—IV—V	IX—X—XI
7	VI—VII—VIII	XII—I—II
8	VI—VII—VIII	III—IV—V
9	VI—VII—VIII	IX—X—XI
10	IX—X—XI	XII—I—II
11	IX—X—XI	III—IV—V
12	IX—X—XI	VI—VII—VIII

In addition of these types, we are adopting a type of double *precipitation maximum*. The criteria for such a type are as follows: 1. a time interval of at least three months between the main and the secondary maxima; 2. the precipitation amount of the month of the secondary maximum should be larger than 10.5 per cents of the annual amount, 3. the precipitation amount of the month of the secondary minimum should be lower than 8.3 per cents of the annual amount. As a further type was erected that of the *desert* having low precipitation in all months during the whole year, with a criterion following to which the average annual precipitation amount should be lower than 50 mm. Finally, some areas have been classified into the type of *unpronounced precipitation variations*. They are generally areas of *transition* among various characteristic types, a circumstance which is reflected in the variations in the times of maxima and minima and, as a result, on a trimestrial basis, no clear-cut maxima and minima can be found.

The global pattern of these *formal types* of the inter-annual distribution of precipitation is shown on *Fig. 4*, while the extensions of the areas belonging to the various types are listed, according to zonal belts, in *Table IV*. The tabulated material is extending, as a consequence of the limited availability of global data, only to the area between the latitudes 80°N and 70°S, which is however representing some 96 per cents of the total surface of our planet. Largest extensions are possessing the types 7, 2 and 6. Type 7 is meaning, on the Northern Hemisphere, a maximum of precipitation in summer and a minimum in winter, to which corresponds, on the Southern Hemisphere, type 2. Type 6 is occurring mainly on the temperate regions of the Southern Hemisphere, meaning in this part of the globe a precipitation maximum in the autumn and a precipitation minimum in spring.

The chart of the global distribution of the formal types of precipitation variation is possessing mainly an informative character. For obtaining a more detailed analysis, the time of occurrence of the precipitation maxima should be considered in terms

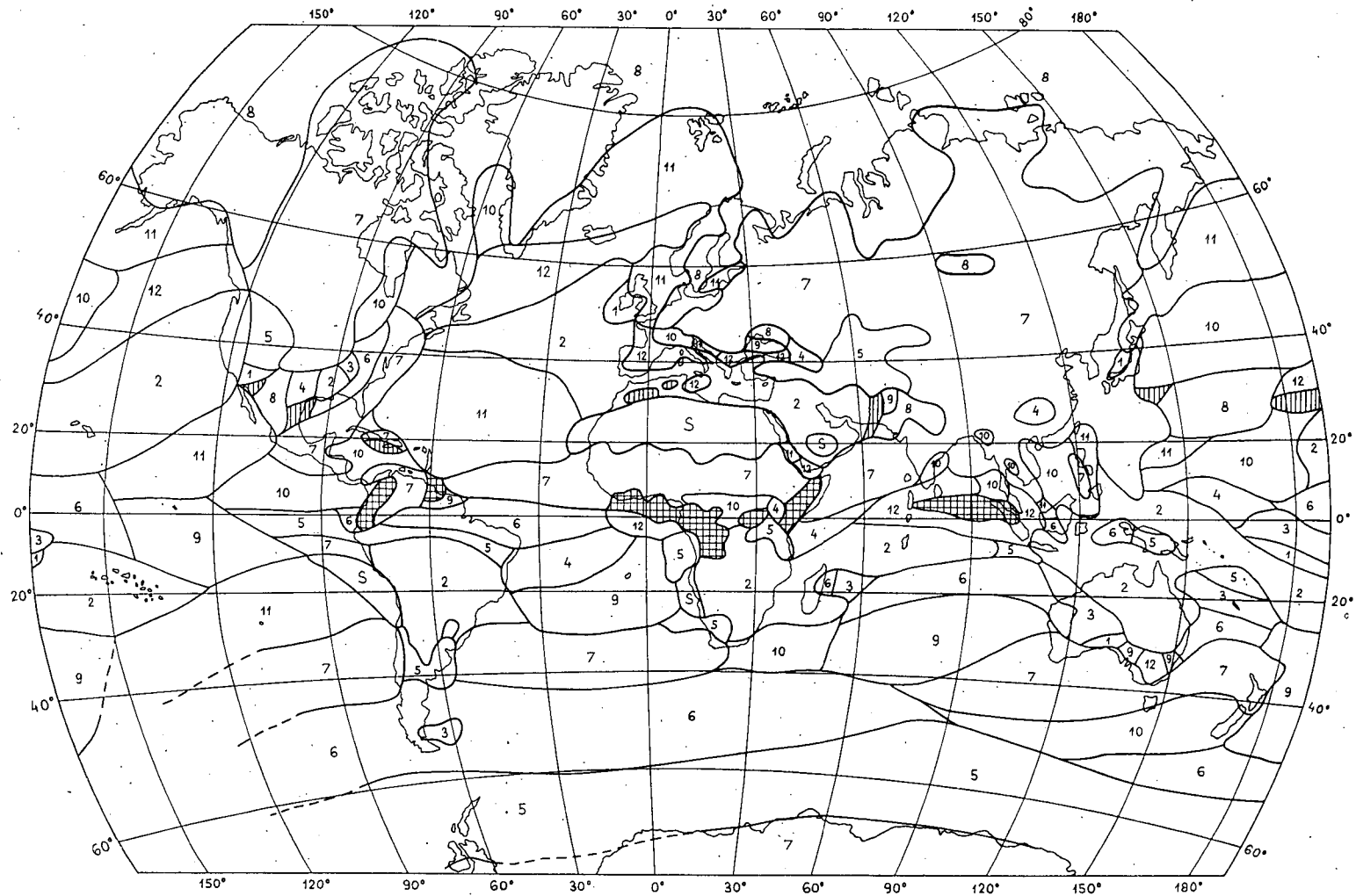


Fig. 4. Formal types of inter-annual distribution of precipitation
 4. ábra. Az éven belüli csapadékeloszlás formális típusai

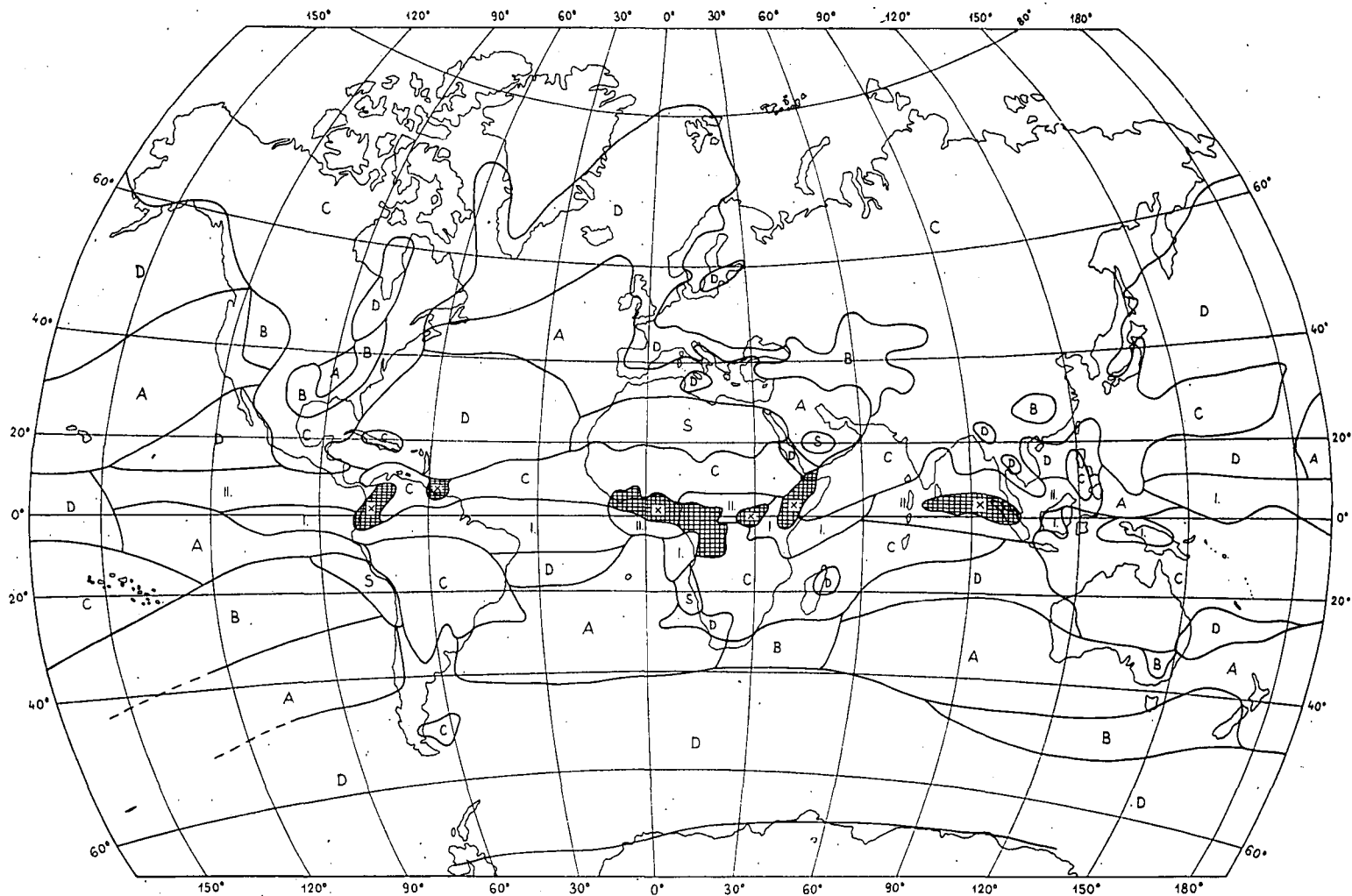


Fig. 5. Genetical types of inter-annual distribution of precipitation
 5. ábra. Az éven belüli csapadékeloszlás genetikus típusai

Table IV
Extension of the formal types of precipitation (10° km²)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Double	Unpro- nounc- ed	Desert	Total
N 80—70°	—	—	—	—	—	—	2.2	7.5	—	0.2	1.6	—	—	—	—	11.5
70—60°	—	0.1	—	—	—	—	6.8	7.8	—	0.6	2.0	1.5	—	—	—	18.8
60—50°	0.5	1.3	—	—	—	—	11.6	3.1	—	0.5	5.6	2.9	—	—	—	25.5
50—40°	0.1	6.5	—	0.3	2.6	0.3	10.5	0.6	0.3	5.1	1.4	3.7	—	—	—	31.4
40—30°	0.4	10.1	0.1	0.8	2.8	0.6	8.0	2.3	0.2	3.4	4.4	2.3	—	0.6	0.4	36.4
30—20°	—	8.5	—	1.1	—	0.4	7.9	5.5	0.2	0.9	8.3	—	—	1.3	6.2	40.3
20—10°	—	4.2	—	—	—	0.1	16.8	—	—	9.5	10.4	0.1	—	0.3	1.5	42.9
10—0°	—	3.2	0.6	2.2	0.3	5.2	11.4	—	1.7	8.8	2.7	1.9	6.3	—	—	44.3
S 0—10°	0.6	13.7	1.9	2.6	5.5	8.3	1.0	—	5.8	0.4	—	1.9	2.6	—	—	44.3
10—20°	0.3	19.7	2.5	3.3	1.9	5.4	0.3	—	5.4	—	2.1	—	—	0.1	1.9	42.9
20—30°	0.1	14.9	2.3	—	0.8	3.0	1.1	—	10.1	0.4	6.2	—	—	0.6	0.8	40.3
30—40°	0.1	1.3	0.1	—	1.0	0.3	20.2	—	7.3	2.9	2.9	0.2	—	0.1	—	36.4
40—50°	—	—	0.1	—	0.5	13.8	9.6	—	3.7	3.7	—	—	—	—	—	31.4
50—60°	—	—	0.4	—	8.9	15.6	—	—	—	0.6	—	—	—	—	—	25.5
60—70°	—	—	—	—	14.3	0.1	4.4	—	—	—	—	—	—	—	—	18.8
Area	2.1	83.5	8.0	10.3	38.6	53.1	111.8	26.8	34.7	37.0	47.6	14.5	8.9	3.0	10.8	490.7
%	0.4	17.0	1.6	2.1	7.9	10.8	22.8	5.5	7.1	7.5	9.7	3.0	1.8	0.6	2.2	100.0

of the thermal seasons which are corresponding to the annual path of the Sun. On this basis, we are erecting the following types, which could be referred, in contradistinction to the above considered formal types, as *genetic types*:

Type	Time of occurrence of precipitation maximum
A	Maximum in winter
B	Maximum in spring
C	Maximum in summer
D	Maximum in autumn
I	Maximum in the vicinity of the spring equinox or during one of the two following months
II	Maximum in the vicinity of the autumn equinox or during one of the two following months
X	Duble maximum in the vicinity of the equinoxes
S	Desert (annual amount of precipitation lower than 50 mm).

In view of the fact, that, within the equatorial zone, any seasons in the thermal sense of the word, cannot be distinguished, we included, in the area between 10°N and 10°S, the formal types 4—5—6 into the genetic type I and the formal types 10—

Table V
Zonal distribution of genetic precipitation types expressed in percentage of the areas of the zones
Whole of the Eaerih

	A	B	C	D	I	II	X	S
N 80—70°	.	.	86	14
70—60°	0	.	83	17
60—50°	7	.	58	35
50—40°	23	12	34	31
40—30°	30	13	28	28	.	.	.	1
30—20°	21	2	34	27	.	.	.	16
20—10°	11	.	39	37	2	7	0	4
10— 0°	5	.	24	.	24	33	14	.
S 0—10°	13	.	33	.	40	8	5	.
10—20°	12	6	55	21	1	.	.	5
20—30°	32	17	37	12	.	.	.	2
30—40°	68	24	4	4
40—50°	44	15	.	41
50—60°	.	3	2	95
60—70°	23	.	.	77

Table VI
Zonal distribution of genetic precipitation types expressed in percentages of the areas
of the zones Continents

	A	B	C	D	I	II	X	S
N 80—70°	.	.	93	7
70—60°	.	.	94	6
60—50°	.	.	93	7
50—40°	4	24	61	11
40—30°	27	30	40	1	.	.	.	2
30—20°	15	4	40	5	.	.	.	36
20—10°	2	.	64	15	.	5	1	13
10— 0°	.	.	41	.	4	20	35	.
S 0—10°	.	.	32	.	48	2	18	.
10—20°	.	.	94	.	2	.	.	4
20—30°	4	.	83	13
30—40°	37	10	27	26
40—50°	.	.	.	100
50—60°	.	.	.	100
60—70°	90	.	.	10

Table VII
Zonal distribution of genetic precipitation types expressed in percentage of the areas of the zones
Oceans

	A	B	C	D	I	II	X	S
N 80—70°	.	.	84	16
70—60°	2	.	31	67
60—50°	16	.	14	70
50—40°	41	.	7	53
40—30°	34	.	19	47	.	.	.	0
30—20°	24	1	29	42	.	.	.	4
20—10°	15	.	29	45	3	7	.	1
10— 0°	6	.	18	.	30	37	9	.
S 0—10°	17	.	34	1	37	9	2	.
10—20°	15	8	44	27	1	.	.	5
20—30°	39	21	26	12	.	.	.	2
30—40°	71	25	2	2
40—50°	44	15	.	41
50—60°	.	3	2	95
60—70°	15	.	.	85

11—12 into the genetic type II. Accordingly, these types are indicating precipitation maxima occurring nearly at the time of the largest elevation angles of the Sun. We retained further the types of tropical double maximum (X) and of deserts (S), however, we omitted the type of unpronounced precipitation variation, which was limited to a

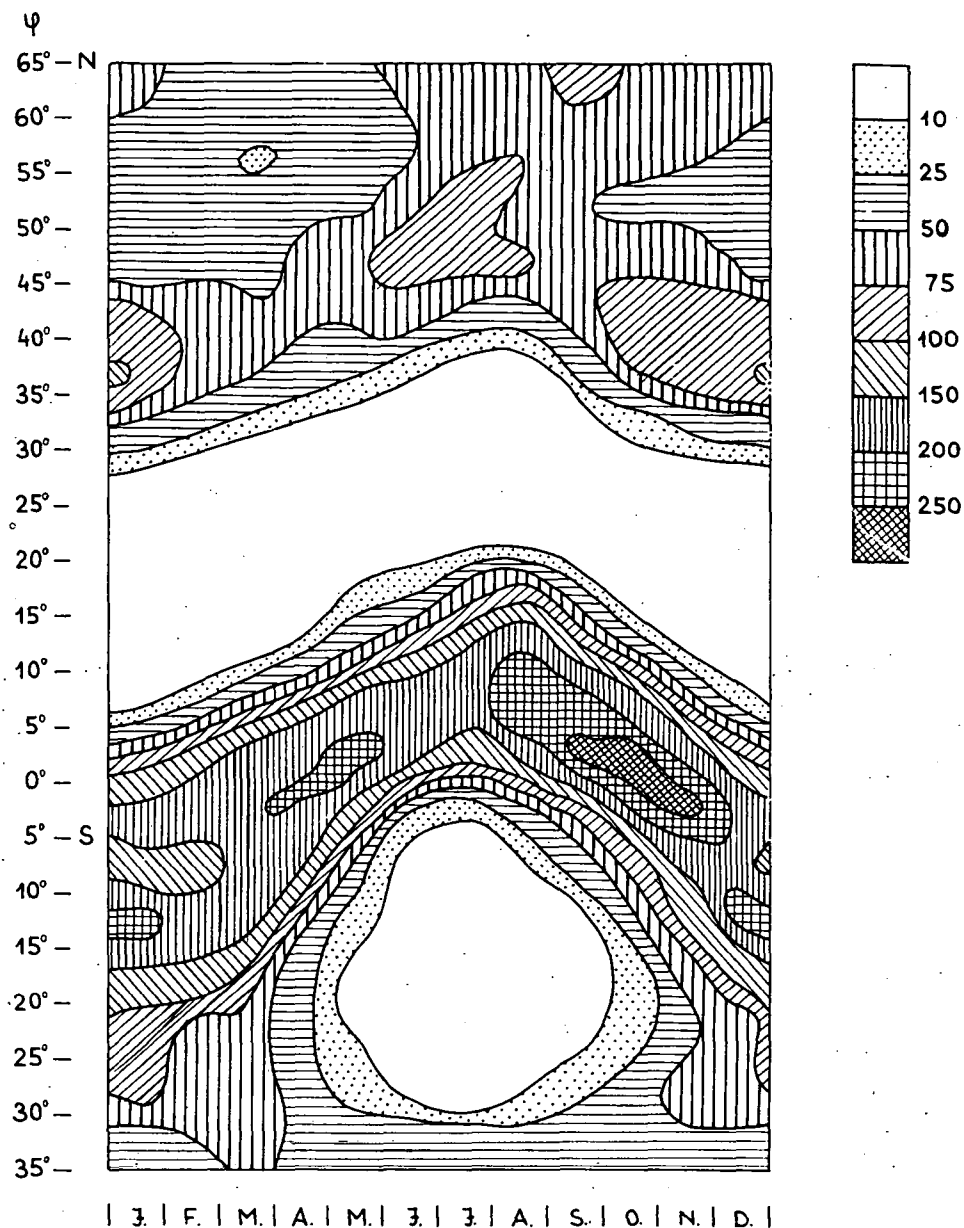


Fig. 6. Isopleths of monthly average precipitation for the area 10° E—30° E and 65° N—35° S
6. ábra. A csapadék havi átlagainak izoplétái a 10° E—30° E hosszúságok és a 65° N—35° S szélességek között

relatively small area and it was incorporated into the types which are characteristic for rather large areas.

The global distribution of the genetic types is illustrated on *Fig. 5*. For the demonstration of their zonal character, we determined the percentages of zonal belts covered by the various genetic types. Further, for exhibiting the influence exerted on this distribution by the continents and oceans, we executed separate processings for the continents and separate ones for the oceans (*Tables V, VI and VII*).

The main features of the global distribution of the genetic types are as follows:

1. For the largest part of our planet, the summer and autumn precipitation maxima are characteristic (types C and D).

2. Type C is mainly a feature of continental areas, while type D is that of oceanic areas.

3. The summer maximum is most pronounced on the temperate and higher latitudes of the Northern Hemisphere which is possessing rather a continental character, as well as on the southern boundary of the equatorial belt. The later feature is connected to the migration in polar direction of the I.T.C.Z. during the high solar elevations in summer, i.e., the tropical monsoons.

4. The autumn maximum is most pronounced in the oceanic areas of the temperate zone between latitudes 40° to 70° on both hemispheres. Its geographical pattern is connected to the autumn maximum of cyclonic activity in the temperate zones.

5. The distribution of the winter precipitation maximum is exhibiting as well a characteristic zonal pattern. Its highest frequency occurs on both hemispheres between the latitudes 30° and 40° and is caused by the meridional migration of the position of the subtropical anticyclones following the annual path of the Sun. Again, this type is mainly occurring on the shores which are transition belts between continental and oceanic areas.

6. On the continental areas of the Northern Hemisphere, at identical latitudes, type A is substituted by type B (mainly formal type 5, which means on this hemisphere a spring maximum and a summer minimum). Its origin is again connected to the annual migration of the subtropical high-pressure belt, however, these areas are in the winter under the influence of the continental thermal anticyclones, and, as a consequence, the rainy period begins only after the dissolution of the anticyclone, in March or in April.

The characteristic zonal pattern of the various types of inter-annual precipitation connected to the virtual annual path of the Sun can be most clearly visualized by the process of determining, for a given area, the monthly average precipitations for each zone, and plotting the values obtained as functions of the geographical latitude. On *Fig. 6* isopleths of precipitation are shown, obtained for an area limited by the meridians 10°E and 30°E and the latitudes 65°N and 35°S and divided into quadrangles of side lengths of 5 degrees, by computing the areal average precipitation amounts. This section is crossing Europe and Africa and the results are well illustrating the characteristic zonal pattern of the inter-annual precipitation distribution.

References

- [1] Inadvertent Climate Modification. Report of the Study of Man's Impact on Climate (SMIC) p. 96. 1971.
- [2] Geiger, R.: Die Atmosphäre der Erde, 5.

CHARAKTERISTIKEN DER TAGESSCHWANKUNG DER TEMPERATUR AUF DEM SÜDLICHEN TEIL DER UNGARISCHEN TIEFEBENE

von

Á. Kiss und Cs. Károssy

Összefoglalás: (*A hőmérséklet napi ingásának jellemzői a Dél-Alföldön*). A tanulmány az évszakok középső hónapjaiban (januárban, áprilisban, júliusban és októberben) két dél-alföldi megfigyelőhelyen kialakult napi hőmérsékletingásokkal foglalkozik.

A napi ingások 30 évi adatsorból megállapított gyakoriságait makroszínoptikus szempontból is elemzik a szerzők, s bemutatják a különböző makroszínoptikus helyzetekben kialakult ingások eloszlásainak paramétereit. Meghatározták továbbá a szerzők 60 évi adatsorból az említett hónapokban havonta előfordult legnagyobb napi ingások eloszlásait.

A havi legnagyobb napi ingások egyes makroszínoptikus helyzetekben szignifikánsan nagyobb gyakorisággal mutatkoznak, mint a szóban forgó makroszínoptikus helyzetek előfordulásának alapvalószínűsége.

Az adott valószínűséggel várható napi ingásoknak az ingások havi átlagával mint egységgel kifejezett értékei — a „relatív ingások” — a két megfigyelőhelyen közel azonosnak bizonyulnak.

Summary: (*Characteristics of the daily fluctuations of temperature in the southern part of the Great Hungarian Plain*). The authors deal with the daily fluctuations of the temperature forming during the central months of the seasons (January, April, June, October) at two observation stations situated in the southern part of the Great Hungarian Plain.

The frequencies of the daily fluctuations, computed from a series of 30 years, are analysed also from the macrosynoptical aspect, and the parameters of the distribution of the fluctuations forming in the different macrosynoptic situations are shown. From a series of 60 years the distributions of the largest fluctuations occurring in the above-mentioned months are computed.

The monthly occurring largest daily fluctuations appear in certain macrosynoptic situations with a significantly larger frequency than the basic probability of the occurrence of the above-mentioned macrosynoptic situations.

The values of the daily fluctuations, to be expected with a given probability, (these values are expressed by taking the monthly average of the fluctuations as a unit) — the so-called „relative fluctuations” — proved to be of nearly the same value at the two observation stations.

Zusammenfassung: In der Arbeit werden die in den mittleren Monaten der Jahreszeiten (Januar, April, Juli und Oktober) an zwei Beobachtungsstellen des südlichen Teiles der Ungarischen Tiefebene sich ausbildenden Tagesschwankungen der Temperatur analysiert.

Die aus 30-jähriger Angabenreihe festgestellten Häufigkeiten der Tagesschwankungen werden auch aus dem makrosynoptischen Standpunkte einer Analyse unterzogen, und die Parameter der Verteilungen der in den verschiedenen makrosynoptischen Lagen sich bildenden Schwankungen vorgeführt. Aus einer Angabenreihe von 60 Jahren wurden von den Verfassern auch die Verteilungen der in den obenerwähnten Monaten monatlich vorgekommenen grössten Schwankungen bestimmt.

Die monatlich grössten Tagesschwankungen melden sich in bestimmten makrosynoptischen Lagen mit einer signifikant grösseren Häufigkeit, als die Grundwahrscheinlichkeit des Vorkommens der in der Rede stehenden makrosynoptischen Lagen.

Die mit dem Monatsmittel der Schwankungen als Einheit ausgedrückten Werte der mit einer gegebenen Wahrscheinlichkeit zu erwartenden Tagesschwankungen, — die „relativen Schwankungen” — erwiesen sich als fast gleich an den zwei Beobachtungsorten.

Die Tagesschwankung der Temperatur ist ein wichtiger Klimaparameter und eine Komponente der Reizwirkung des Klimas; sie übt auf zahlreiche Lebenserscheinungen einen Einfluss aus. In den sich mit der Temperatur beschäftigenden klimatographischen Arbeiten figuriert im allgemeinen die Grösse der Tagesschwankung. Dagegen kann fast keine solche Arbeit vorgefunden werden, die die Häufigkeitsverteilung der Tagesschwankung der Temperatur behandelte, und noch weniger so eine Bearbeitung, in welcher die Häufigkeitsverteilung der Tagesschwankung aus synoptischem Standpunkte einer Analyse unterzogen wäre. Mit der vorliegenden Arbeit ist der Zweck der Verfasser einen kleinen Beitrag zu der Erforschung dieses wenig bearbeiteten Gebietes zu leisten.

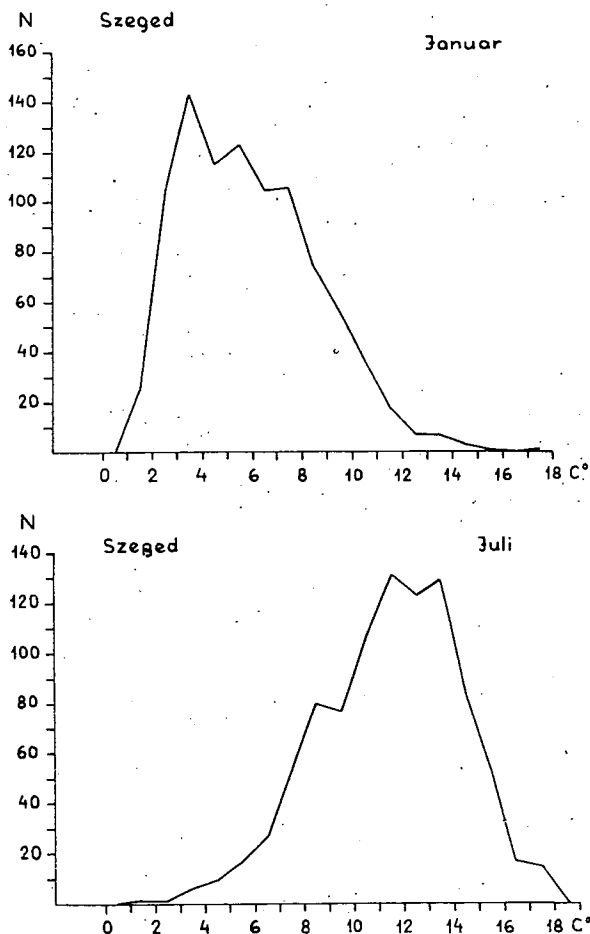


Abb. 1. Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesschwankungen, die im Januar und Juli in Szeged zustande gekommen sind (1931—1960)

1. ábra. A napi ingások gyakorisági eloszlása Szegeden januárban és júliusban (1931—1960)

Zur Untersuchung der Verteilung der Tagesschwankungen wurden die Beobachtungsangabereihen von zwei Beobachtungsstationen im südlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene, nämlich der Städte *Szeged* und *Kecskemét* ausgewählt. Die Differenz zwischen den geographischen Breiten der zwei Stationen macht kaum mehr als $0,5^\circ$ aus (*Szeged*: $46^\circ 15'$; *Kecskemét*: $46^\circ 54'$). Auch zwischen der Grösse und Bebauung der zwei Städte besteht keine wesentliche Differenz. Die Lage ihrer meteorologischen Beobachtungsstationen ist dagegen verschieden. Die Station von *Szeged* liegt innerhalb der Stadt, jene von *Kecskemét* aber bei der Stadt, auf Sandboden und ist von Obstgärten und bewaldeten Gebieten umgeben.

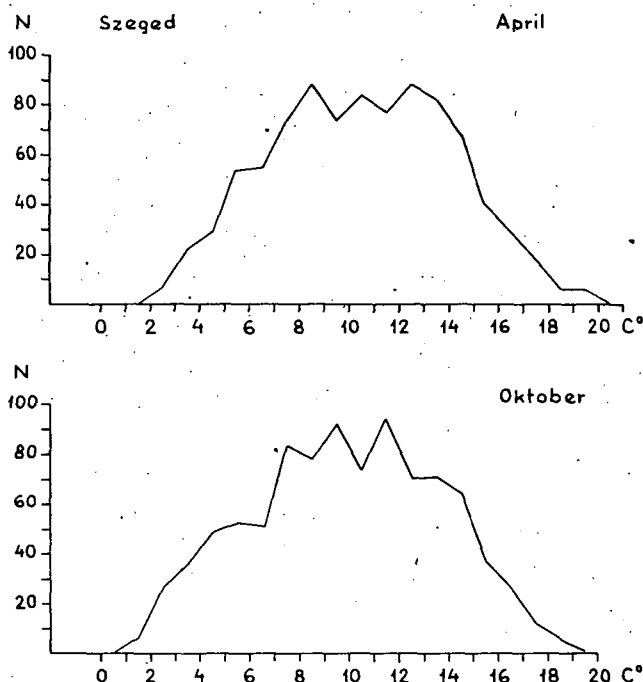


Abb. 2. Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesschwankungen, die im April und Oktober in Szeged zustande gekommen sind (1931—1960)

2. ábra. A napi ingások gyakorisági eloszlása Szegeden áprilisban és októberben (1931—1960)

In der vorliegenden Arbeit wird aus einer 30-jährigen Angabereihe die Häufigkeit der in den mittleren Monaten der vier Jahreszeiten, also im *Januar*, *April*, *Juli* und *Oktober* beobachteten Tagesschwankungen einer Analyse unterzogen. Hinsichtlich Szeged wurden die Angaben der Periode 1931—1960 verwendet, die Angabereihe von *Kecskemét* aber bis 1964 verlängert, da in *Kecskemét* zwischen 1945 und 1948 die Beobachtungen eingestellt waren. Es wurden überdies auch die monatlich vorkommenden grössten Tagesschwankungen untersucht. In diesen Untersuchungen wurden Angabereihen von 60 Jahren verwendet, und zwar bezüglich beider Beobachtungsorte die Periode von 1901 bis 1944, und 1949 bis 1964 (die aus der *Kecskeméter* Reihe fehlenden Werte wurden auch aus der *Szegeder* Reihe weggelassen).

Die Häufigkeit der Schwankungen wurde nach Klassengrösse von $0,5^\circ$ untersucht. Die Häufigkeitsverteilungen können in den Abbildungen 1—4, die Parameter in der Tabelle I vorgefunden werden.

Die dreissigjährigen Mittelwerte entsprechen unseren bisherigen Kenntnissen über die territoriale Verteilung der Schwankungen und den Jahresgang derselben. Die Mittelwerte der in Kecskemét beobachteten Schwankungen sind in allen vier Monaten höher als die Szegeder Mittelwerte. Dies kann mit der offeneren Aufstellung, sowie mit dem Sandboden der Umgegend der Station erklärt werden.

Es kann festgestellt werden, dass sich die Tagesschwankungen vom Juli um den grössten Mittelwert mit der geringsten Streuung und ebenso dem Quartilbereich gruppieren. Darin kommt vermutlich der Effekt jenes Umstandes zutage, dass die tägliche Höhenänderung der Sonne im Juli am grössten ist (unter den untersuchten Monaten).

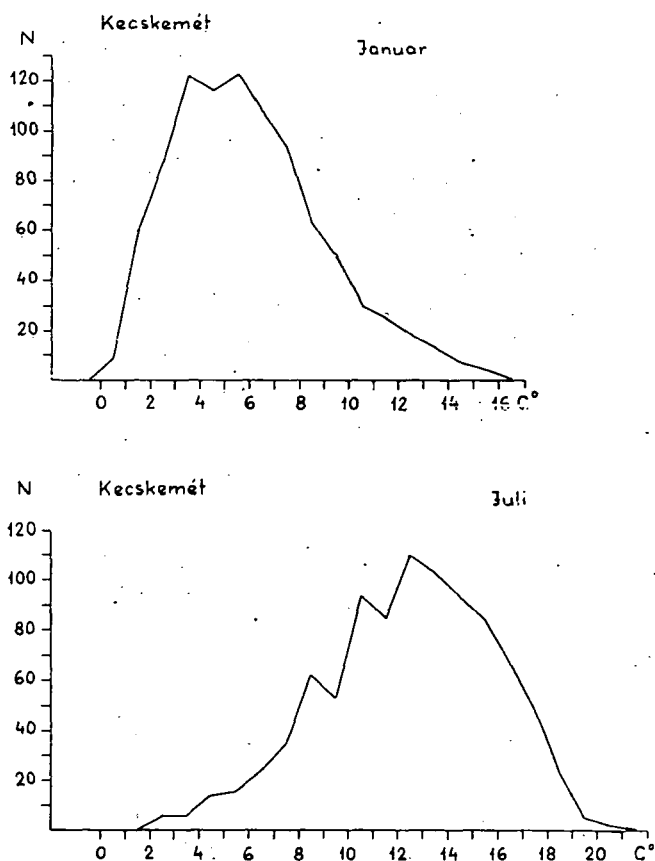


Abb. 3. Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesschwankungen, die im Januar und Juli in Kecskemét zustande gekommen sind (1931—1944, 1949—1964)

3. ábra. A napi ingások gyakorisági eloszlása Kecskeméten januárban és júliusban (1931—1944, 1949—1964)

Auf Grund der im Laufe der letzten Jahrzehnte erreichten Resultate der synoptischen Klimatologie, und in erster Linie nach den Forschungen von *Péczeley* ergab sich die Möglichkeit die Tagesschwankungen auch aus dem Aspekte der synoptischen Klimatologie einer Analyse unterzuziehen. Von *Péczeley* wurden für das Gebiet von Ungarn 13 makrosynoptische Typen festgestellt, wobei er auch ihr Katalog und klimatische Charakteristika ausgearbeitet hat. (1, 2). Demnach sind die Grosswetterlagen Ungarns die folgenden:

Lagen mit nördlicher Steuerung

- mCc meridional gerichtete zyklonale rückseitige Lage
 AB Antizyklone über den Britischen Inseln oder der Nordsee
 CMc rückseitiges Strömungssystem der mediterranen Zyklone

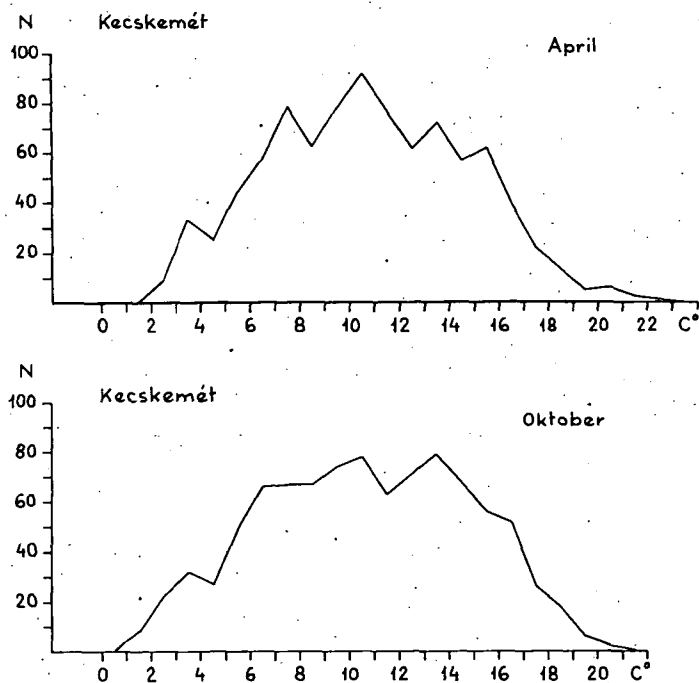


Abb. 4. Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesschwankungen, die im April und Oktober in Kecskemét zustande gekommen sind (1931—1944, 1949—1964)

4. ábra. A napi ingások gyakorisági eloszlása Kecskeméten áprilisban és októberben (1931—1944, 1949—1964)

Lagen mit südlicher Steuerung

- mCw meridional gerichtete zyklonale vorseitige Lage
 Ae Antizyklone östlich von Ungarn
 CMw vorseitiges Strömungssystem der mediterranen Zyklone

Lagen mit westlicher Steuerung

zC zonale westlich gerichtete zyklonale Lage
 Aw Antizyklone westlich von Ungarn
 As Antizyklone südlich von Ungarn

Lagen mit östlicher Steuerung

An Antizyklone nördlich von Ungarn
 AF Antizyklone über Fennoskandinavien

Zentrale Lagen

A Antizyklonenzentrum über Ungarn
 C Zyklonenzentrum über Ungarn

Mit Hilfe des makrosynoptischen Katalogs wurden die Monatsmittelwerte, Streuungen und Variationskoeffizienten der in den verschiedenen Grosswetterlagen sich ausbildenden Tagesschwankungen festgestellt. Diese Angaben sind in den Tabellen 2—5, sowie in den Abbildungen 5—6 dargestellt.

Die Reihenfolge der makrosynoptischen Typen wurden nach der Grösse der Mittelwerte der zu ihnen gehörenden Tagesschwankungen festgestellt, und diese Reihenfolgen nach den Beobachtungsorten gemittelt. Es wurde festgestellt, dass an beiden Beobachtungsorten die grössten Schwankungen sich in den Lagen mCw, Ae, an

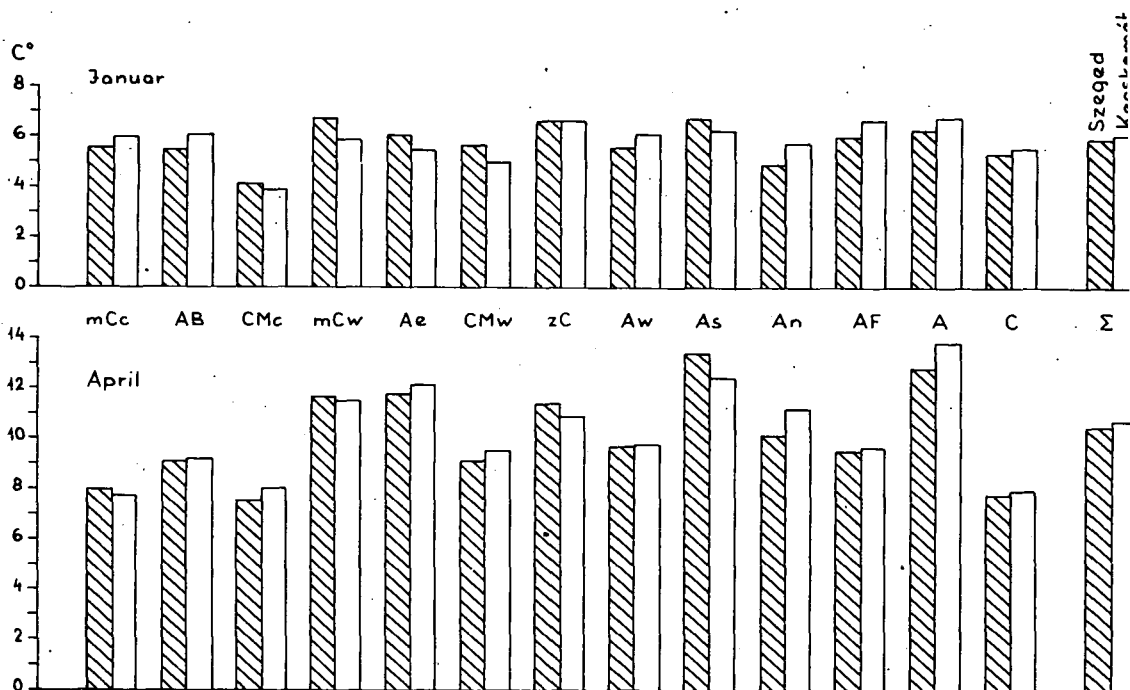


Abb. 5. Die Monatsmittelwerte der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen im Januar und April zustande gekommen sind

5. ábra. Az egyes makroszinoptikus helyzetekben kialakult napi ingások januári és áprilisi havi középértékei

As und A ergeben. (Die Reihenfolge von Szeged ist: As, A, mCw, Ae; jene von Kecskemét: A, As, Ae, mCw). Die kleinsten Schwankungen charakterisieren an beiden Stationen die Lagen mCc, CMc und C.

Im Wege der Untersuchung der in den einzelnen Grosswetterlagen beobachteten Maxima und Minima hat Péczely bereits in 1961 für 6 Beobachtungsstellen — darunter auch für Szeged — die Grösse der in den einzelnen Grosswetterlagen sich ausbildenden Tagesschwankungen festgestellt [2]. Unsere Untersuchungen bestätigen die früheren Feststellungen von Péczely.

Im Laufe der den grösseren Tagesschwankungen von Szeged vorangehenden und nachfolgenden Tage betreffenden Untersuchungen haben wir festgestellt, dass jene grossen Tagesschwankungen, die nicht in luftmassen-austauschlosen A Lagen vorkamen, im allgemeinen in der sich aufwärmenden Etappe der Witterungsänderungen erschienen. Als in dem sich aufwärmenden Abschnitte der Witterungsänderung die Tagesschwankungen mit der vorangehenden Periode verglichen anzusteigen begannen, fiel die grösste Schwankung unter diesen im Januar meistens auf den ersten

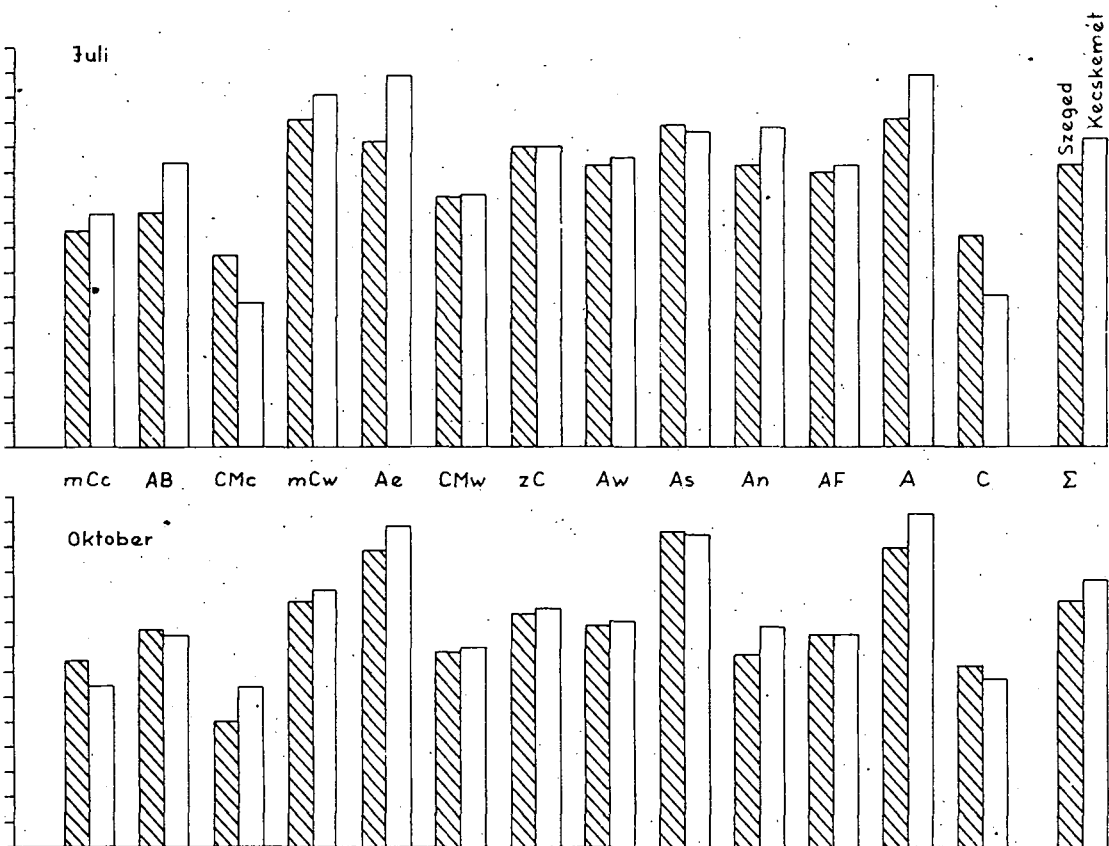


Abb. 6. Die Monatsmittelwerte der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen im Juli und Oktober zustande gekommen sind

6. ábra. Az egyes makroszinoptikus helyzetekben kialakult napi ingások júliusi és októberi havi középértékei

Tag der Erwärmung, im April, Juli und Oktober aber auf irgendeinen der späteren Tage der Erwärmungsperiode.

In der A Lage bildet sich eine grössere Tagesschwankung in erster Linie infolge eines Strahlungswetters, in einer mCw Lage aber im Wege der warmen Advektion, wogegen die Typen Ae und As mit ihren Strahlungswetter (antizyklonale Randlage) und auch mit der warmen Advektion gleicherweise das Hervorgehen von grösseren Tagesschwankungen begünstigen. In den zyklonalen Typen ist die kleinere Tagesschwankung im allgemeinen eine Folge der grösseren Bewölkung, sowie — mit Ausnahme der Lage CMw — der kalten Advektion und der grösseren Windgeschwindigkeit. Die nach *Péczely* [2] dargestellten Tabellen 6, 7, 8, und 9 zeigen auf die Beobachtungsstation von Szeged die Abweichung der in den einzelnen Grosswetterlagen festgestellten Bewölkung und der Tages-Mitteltemperaturwerte von dem Monatsmittelwert, sowie die relative Häufigkeit der klaren und der bewölkten Tage nach makrosynoptischen Typen. Die Jahresmittelwerte der relativen Windgeschwindigkeit von Szeged und Kecskemét, nach makrosynoptischen Typen geordnet, enthält die Tabelle 10, die Tabelle 11 stellt aber die Häufigkeit jener Tage dar, an welchen in Szeged die relative Luftfeuchtigkeit unter 40% war (nach *Péczely*). Die Angaben der Tabellen 6—11 sind im Einklang mit den in den einzelnen makrosynoptischen Lagen zustande kommenden Schwankungen.

Anders kann der Mittelwert der in den einzelnen Grosswetterlagen erscheinenden Tagesschwankungen beurteilt werden, wenn er nicht zum Monatsdurchschnitt sämtlicher Schwankungen, sondern zu dem Durchschnitt der Mittelwerte der in den einzelnen Grosswetterlagen erscheinenden Schwankungen ins Verhältnis gestellt wird. Der Monatsmittelwert sämtlicher Schwankungen ist nämlich mit dem gewogenen Durchschnitt der Mittelwerte der in den einzelnen Lagen zustande gekommenen Schwankungen gleich. In den mCw Lagen ist z. B. der Oktober-Mittelwert der Tagesschwankungen in Szeged fast gleich mit dem Monatsdurchschnitt sämtlicher Schwankungen, ja in Kecskemét sogar noch kleiner; bei dem nicht gewogenen Durchschnitt der Mittelwerte der in den einzelnen makrosynoptischen Lagen erscheinenden Schwankungen ist dagegen der Mittelwert der in der Lage mCw vorgekommenen Tagesschwankungen an unseren beiden Beobachtungsstationen grösser. Ein ähnliches Verhältnis ist auch zwischen dem Mittelwert der sich in der Aw Lage sich ausbildenden Julischwankungen, und dem Mittelwert sämtlicher Julischwankungen, sowie zwischen dem nicht gewogenen Durchschnitt der Mittelwerte der in den einzelnen makrosynoptischen Lagen sich ausgebildeten Schwankungen vorzufinden.

Die Schwankungen von Kecskemét sind im allgemeinen grösser, als jene von Szeged, in den einzelnen Grosswetterlagen kommt jedoch auch die geringe Differenz zwischen den geographischen Breiten der zwei Beobachtungsorte zu Tage. So ist in den Lagen mCw und Ae mit südlicher Advektion im Januar, in der Lage As aber in sämtlichen vier untersuchten Monaten in Szeged die Tagesschwankung grösser.

Im Januar weicht die nach den Schwankungsgrössen festgestellte Reihenfolge der Grosswetterlagen von der Reihenfolge vom April, Juli und Oktober ab. Während in diesen letzten drei Monaten an beiden Beobachtungsorten die grössten Schwankungen in den Lagen mCw, Ae, As und A vorkamen, können im Januar unter diesen von Szeged nur die Typen mCw, As und A, und von Kecskemét nur die Typen As und A auf irgendeinem der ersten vier Plätze der nach Grösse aufgestellten Reihenfolge vorgelassen werden, und es findet auch der Typus zC, ja in der Kecskeméter Reihenfolge sogar noch die Lage AF einen Platz. Aus den Tabellen 6—9 kann es festgestellt werden, dass in der Lage Ae im Januar die Tagesmitteltemperatur niedriger ist als der Durchschnitt, wogegen sie in den untersuchten anderen

drei Monaten höhere Werte aufweist. Weiters ist im Januar in der Ae Lage der Bewölkungsgrad, sowie die relative Häufigkeit der klaren und bewölkten Tage nahe zu dem durchschnittlichen Wert, dagegen ist in den anderen drei Monaten die Bewölkung und die Häufigkeit der bewölkten Tage bedeutend kleiner, die Zahl der klaren Tage dagegen grösser als der Durchschnitt. In der zC Lage ist die Tagesmitteltemperatur in allen vier Monaten höher als die durchschnittliche; im Januar ist dieser Typus jedoch mit einer ausserordentlich grossen Wärmeadvektion verbunden. Dessenungeachtet ist der Mittelwert der in der Ae Lage in Szeged vorkommenden Januar-Schwankungen noch immer höher, als der Durchschnitt sämtlicher Januarschwankungen, und er ist nur in Kecskemét kleiner, aber an beiden Beobachtungsorten ist der Mittelwert der in der Lage zC beobachteten Januarschwankungen höher, als der Durchschnitt der in der Lage Ae vorgekommenen Schwankungen. Die Tatsache, dass aus der Reihe der mit den grössten Tagesschwankungen verbundenen vier makrosynoptischen Lagen der Typus mCw bloss in Kecskemét nicht vorhanden ist, und unter ihnen auch die Lage AF Platz findet, kann teils mit der grösseren geographischen Breite von Kecskemét erklärt werden.

Die 30-jährige Häufigkeit der mit den grössten Tagesschwankungen verbundenen vier Grosswetterlagen [in Szeged], ist im April 38,6%, im Juli 31,9% und in Oktober 50,4%. Die mit den kleinsten Tagesschwankungen verbundenen drei Typen, namentlich mCc, CMc, und C kamen im April mit der Häufigkeit von 11,6%, im Juli mit 13,0% und im Oktober mit 6,3% vor. Es kann festgestellt werden, dass jene makrosynoptischen Lagen, wo man die grössten Tagesschwankungen findet, mit der kleinsten Häufigkeit im Juli, mit der grössten Häufigkeit aber im Oktober vorkommen (unter den verglichenen drei Monaten). Die Häufigkeit des Vorkommens der mit den geringsten Tagesschwankungen verbundenen Typen ist im Juli am grössten, und im Oktober am geringsten. Auch die nach oben mitgeteilten, nach Monaten festgestellte Häufigkeitsverteilung des Vorkommens der Grosswetterlagen trägt zu jener Erklärung bei, warum die Monatsmittelwerte der Tagesschwankungen in den in der Rede stehenden drei Monaten nicht in einem grösseren Masse voneinander abweichen.

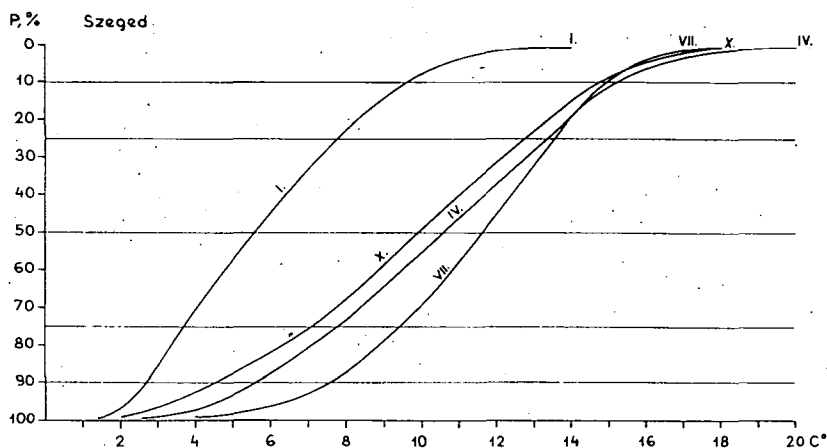


Abb. 7. Die Summenprozentkurven der in Szeged vorgekommenen Tagesschwankungen

7: ábra. A szegedi napi ingások százalékos kumulatív gyakorisági görbéi

Aus diesem Standpunkte ist auch noch die ausserordentlich grosse Julihäufigkeit der die mässig grosse Schwankungen hervorrufenden Aw Lage erwähnungswert.

Sehr interessant ist die Häufigkeitsverteilung des Vorkommens der Grosswetterlagen im Oktober. Im Oktober fallen von der 50,4% Häufigkeit des Vorkommens der die grösste Tagesschwankungen hervorrufenden vier Grosswetterlagen 37,1% auf bloss zwei Typen, namentlich auf die Typen Ae und A, und diese nehmen, mitsamt der Lage As, mit einem solchen Gewicht in dem Zustandebringen des Monatsmittelwertes der Oktoberschwankungen teil, dass der Oktoberermittelwert der im mCw-Lage zustande gekommenen Tagesschwankungen kleiner ist, als der Durchschnitt sämtlicher Oktoberschwankungen, obgleich die Lage mCw auf dem vierten Platz der nach den Schwankungsgrössen festgestellte Reihenfolge der Grosswetterlagen vorzufinden ist.

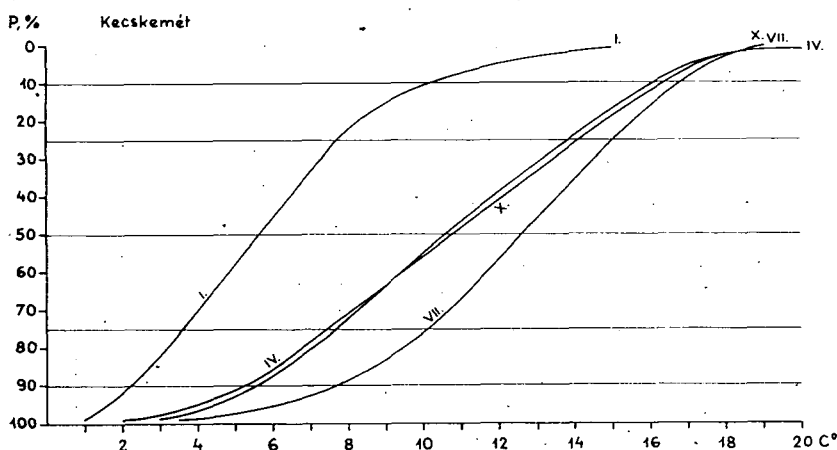


Abb. 8. Die Summenprozentkurven der in Kecskemét vorgekommenen Tagesschwankungen

8. ábra. A kecskeméti napi ingások százalékos kumulatív gyakorisági görbéi

Die Abbildungen 7—8 geben eine Darstellung der Wahrscheinlichkeit, mit welcher in den einzelnen Monaten die Schwankungen verschiedener Grösse zu erwarten sind; die Kurven sind die Summenprozentkurven der Häufigkeit der Schwankungen. Die geringe Differenz zwischen der April- und Oktoberwahrscheinlichkeit des Schwankens gegebener Grösse ist augenfällig. Nicht weniger beachtenswert ist die Tatsache, dass die Differenz zwischen der Juli- beziehungsweise April- und Oktoberwahrscheinlichkeit der Tagesschwankung gegebener Grösse von den kleinsten Schwankungen beginnend bis zu den grösseren Schwankungen fortschreitend ansteigt, sie erreicht ihren grössten Wert um die mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% zu erwartenden Werten der Aprilschwankungen. Von hier, gegen die grösseren Schwankungen fortschreitend nimmt dann die Differenz wieder ab, und die Wahrscheinlichkeit der grössten Schwankungen ist im Juli sogar geringer, als im April.

Die Häufigkeitsverteilungen der 60-jährigen Reihe der monatlich vorgekommenen grössten Tagesschwankungen—im weiteren: *die maximalen Tagesschwankungen*—enthalten die Abbildungen 9—12, ihre Parameter zeigt die Tabelle 12.

Die Parameter der maximalen Tagesschwankungen sind mit den Parametern der alltäglichen Schwankungen insofern analog, dass der Januurdurchschnitt der maximalen Schwankungen beträchtlich geringer ist, als die Durchschnitte der im Laufe der anderen drei Monaten vorkommenden maximalen Schwankungen, wobei unter diesen letzteren nur geringe Unterschiede vorgefunden werden können. In Szeged ist aber nicht der Juli-Mittelwert, sondern der April-Mittelwert am grössten, in Kecskemét ist dagegen der Oktober-Mittelwert grösser, als jener vom April. An beiden Beobachtungsstationen sind für die Verteilung der sich in den vier Monaten bildenden maximalen Schwankungen die kleinen Werte der Streuung und des Variationskoeffizienten, sowie der enge Quartilbereich charakteristisch.

Die Häufigkeit der Grosswetterlagen, in denen die monatlich-maximalen Tagesschwankungen zustande gekommen sind, zeigen die Tabellen 13—14. Die Zahl der maximalen Schwankungen, bzw. die maximalen Schwankungen hervorbringenden Grosswetterlagen ist in den Tabellen grösser, als die Zahl der in der Tabelle als Stichprobe genommenen Jahre, da in einzelnen Monaten bei mehreren Tagen maxi-

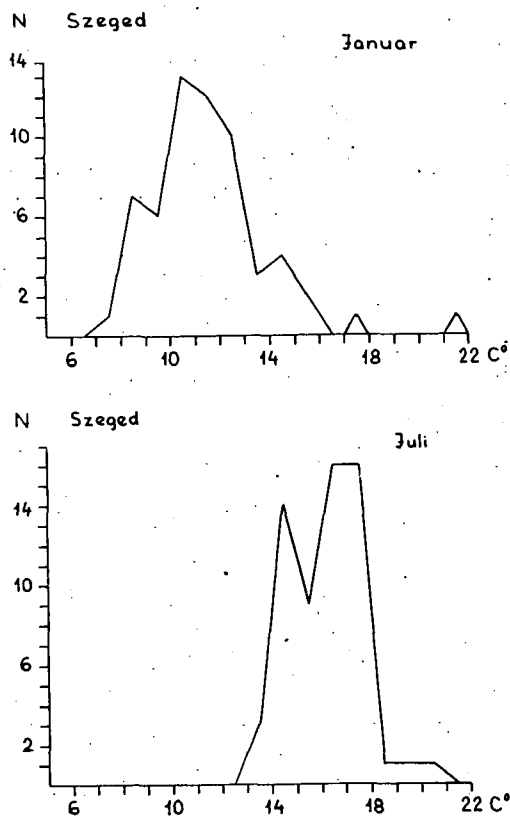


Abb. 9. Die Häufigkeitsverteilungen der in Szeged im Januar und Juli monatlich vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen (1901—1944, 1949—1964)

9 ábra. A januári és júliusi maximális napi ingások gyakorisági eloszlása Szegeden (1901—1944, 1949—1964)

male Schwankungen von der gleichen Grösse vorkamen. Ausser den absoluten Häufigkeiten der die maximale Tagesschwankungen hervorruhenden Grosswetterlagen wurden auch die in Prozenten ausgedrückten relativen Häufigkeiten, sowie die Grundwahrscheinlichkeiten ihres Vorkommens angegeben. Mit Hilfe der bei der Untersuchung der binomialen Verteilungen gebräuchlichen Formel

$$W_{(k,n)} = \frac{n!}{k!(n-k)!} p^k (1-p)^{n-k}$$

wurde festgestellt, mit welcher Wahrscheinlichkeit bei den maximalen Tagesschwankungen die effektive Häufigkeit der einzelnen Grosswetterlagen — unter der gegebenen Grundwahrscheinlichkeit — erwartet werden kann. Unter jenen Grosswetterlagen, deren effektive Häufigkeit die Grundwahrscheinlichkeit ihres Vorkommens

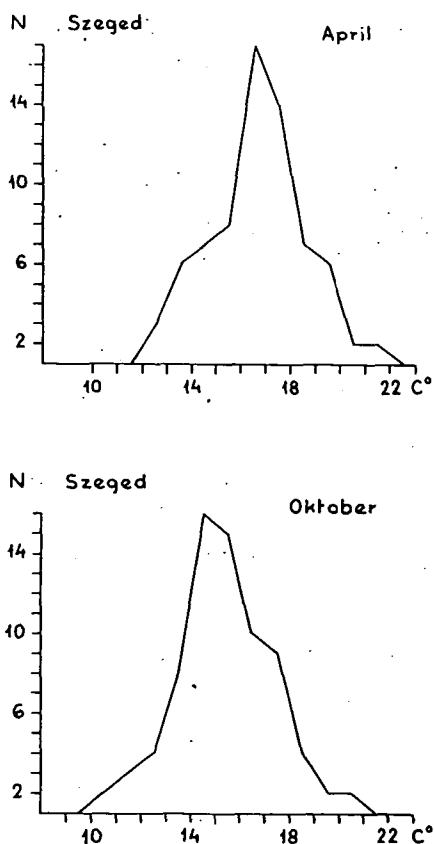


Abb. 10. Die Häufigkeitsverteilungen der in Szeged im April und Oktober monatlich vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen (1901—1944, 1949—1964)

10. ábra. Az áprilisi és októberi maximális napi ingások gyakorisági eloszlása Szegeden (1901—1944, 1949—1964)

überschreitet, erreicht die Wahrscheinlichkeit des effektiven Vorkommens nicht das 5% Signifikanzniveau:

*mCw Lage in Szeged im Januar, April und Oktober,
in Kecskemét im Juli,*

Ae Lage an beiden Beobachtungsorten im April, Juli und Oktober,

*As Lage in Szeged: im Januar, April und Oktober,
in Kecskemét im April, Juli und Oktober,*

A Lage nur in Kecskemét: im Januar, Juli und Oktober.

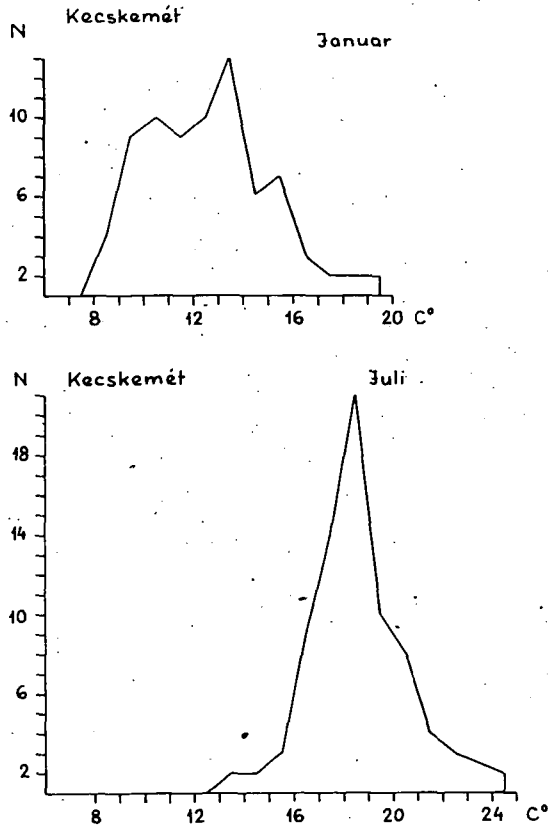


Abb. 11. Die Häufigkeitsverteilungen der in Kecskemét im Januar und Juli monatlich vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen (1901—1944, 1949—1964)

11. ábra. A januári és júliusi maximális napi ingások gyakorisági eloszlása Kecskeméten (1901—1944, 1949—1964)

Die Tatsache, dass unter den maximalen Schwankungen hervorruhenden Grosswetterlagen die obenerwähnten makrosynoptischen Typen eine, die Grundwahrscheinlichkeit ihres Vorkommens weit übersteigende signifikant grössere Häufigkeit aufweisen, beweist, dass in den erwähnten Lagen die grossen Tagesschwankun-

gen sich nicht zufälligerweise zustande kommen, sondern für diese Typen die in ihnen erscheinenden grossen Tagesschwankungen charakteristisch sind. Laut den obigen führte die synoptische Untersuchung der maximalen Tagesschwankungen zu einem ähnlichen Ergebnis, wie die Analyse der Tagesschwankungen.

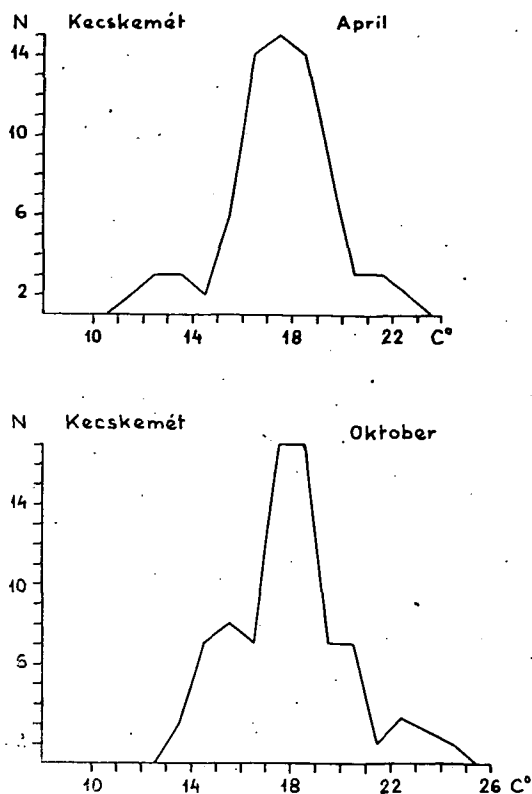


Abb. 12. Die Häufigkeitsverteilungen der in Kecskemét im April und Oktober monatlich vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen (1901—1944, 1949—1964)

12. ábra. Az áprilisi és októberi maximális napi ingások gyakorisági eloszlása Kecskeméten (1901—1944, 1949—1964)

Abbildung 13 zeigt uns, mit welcher Wahrscheinlichkeit in den einzelnen Monaten eine die maximale Tagesschwankung gegebener Grösse übersteigende maximale Tagesschwankung erwartet werden kann. Entgegen den Kurven der Abbildungen 7—8, die die zu erwartenden Wahrscheinlichkeiten der Tagesschwankungen darstellen, können unter den Wahrscheinlichkeitskurven der Maximalschwankungen bereits nicht bloss die relativen Parallellitäten der April- und Oktoberkurven, sondern auch jene der Julikurve beobachtet werden; dies bedeutet, dass unter den in den einzelnen Monaten zu erwartenden Wahrscheinlichkeiten der Maximalschwankung gegebener Grösse die Differenz auch im Falle von Schwankungen verschiedener Grösse analog ist. Die Kurven weisen, entsprechend dem besonders engen Quartilbereich dem

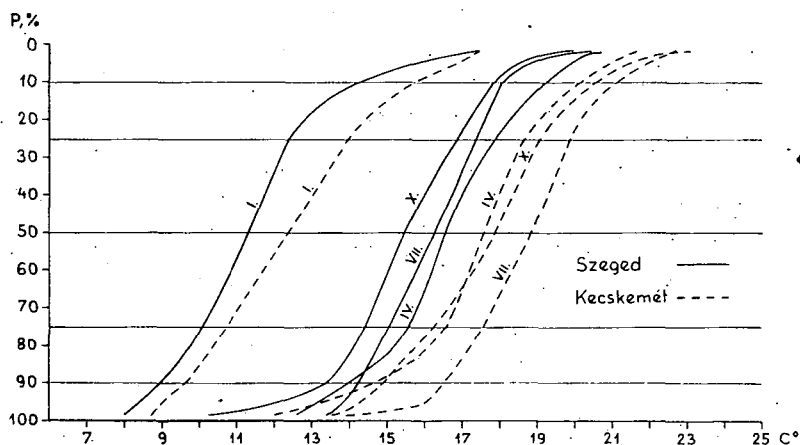


Abb. 13. Die Summenprozentkurven der in Szeged und Kecskemét vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen

13. ábra. A szegedi és a kecskeméti havi maximális napi ingások százalékos kumulatív gyakorisági görbéi

kleineren Range, einen bedeutend steileren Lauf auf, als die Summenprozentkurven der Tagesschwankungen.

Es kann bewiesen werden, dass das Verhältnis der mit verschiedenen Wahrscheinlichkeiten zu erwartenden Schwankungen von Szeged und Kecskemét zu den Monatsdurchschnitten — sowohl im Falle der Tagesschwankungen und der maximalen Tagesschwankungen in gleicher Weise — sehr ähnlich ist. In der Tabelle 15 ist der Wert der zumindest mit der Wahrscheinlichkeit von 5, 10, 25, 50, 75, 90 und 95% zu erwartenden Schwankungen angegeben, wobei dieser Wert mit dem Monatsdurchschnitt der Schwankungen als Einheit ausgedrückt wird. Die von der Beobachtungsstation von Szeged und Kecskemét erhaltenen relativen Werte voneinander nur wenig abweichen und sie können durch ihren Mittel ersetzt werden.

Auch die Werte der maximalen Schwankungen können mit dem Monatsdurchschnitt der Tagesschwankungen ausgedrückt werden. Die in dieser Weise errechneten maximalen relativen Werte enthält die Tabelle 16.

Die Häufigkeitsverteilungen der Tagesschwankungen sind hinsichtlich des Gebietes von Ungarn bis heute nicht bekannt. Es kann jedoch angenommen werden, dass auf einem Teile der Südlichen-Tiefebene, etwa in den Gebieten um die Achse Szeged—Kecskemét die relativen Werte der Tagesschwankungen und der monatlichen maximalen Schwankungen sich in der selben Weise gestalten, wie die in unserer vorliegenden Arbeit angegebenen Werte. In Kenntnis des Monatsdurchschnittes der Tagesschwankungen können von den relativen Schwankungen die Werte der tatsächlichen Häufigkeiten errechnet werden, und so kann, zumindest von einem Teile der Südlichen-Tiefebene die Häufigkeitsverteilung der Tagesschwankungen, sowie die Vorkommenswahrscheinlichkeit der Schwankungen verschiedener Größe mit einer guten Annäherung erhalten werden. Es wäre wünschenswert die relativen Werte der mit verschiedener Wahrscheinlichkeit zu erwartenden Schwankungen auf einen jeden Monat des Jahres und auf die hauptsächlichsten Klimadistrikte Ungarns zu ermitteln. In dieser Weise könnte man über die Häufigkeitsverteilung der Schwankungen von jenen Beobachtungsorten Kenntnis erhalten, wo uns Monatsdurchschnittswerte der Tagesschwankungen zur Verfügung stehen. Zur Erreichung dieses Zieles wünschen wir mit unseren weiteren Untersuchungen einen Beitrag zu leisten.

Tabelle 1

Die Parameter der Häufigkeitsverteilungen der in Szeged und Kecskemét im Januar, April, Juli und Oktober zustande gekommenen Tagesschwankung der Temperatur
(1931—1960 bzw. 1931—1944 und 1949—1964)

Szeged (1931—1960)	Januar	April	Juli	Oktober	
\bar{x}	5,99	10,62	11,44	9,90	C°
s	2,70	3,53	2,96	3,82	C°
V	45	33	26	39	%
Q ₂	5,6	10,6	11,7	9,9	C°
Q ₁	3,7	7,8	9,5	7,1	C°
Q ₃	7,8	13,3	13,5	13,7	C°
Q ₃ —Q ₁	4,1	5,5	4,0	6,6	C°
D	3,5	8,5—12,5	11,5—14,5	9,5—11,5	C°
A	—0,08	—0,07	0,10	0,02	
Kecskemét (1931—1944, 1949—1964)					
\bar{x}	6,02	10,82	12,44	10,72	C°
s	3,05	3,95	3,46	4,17	C°
V	51	37	28	39	%
Q ₂	5,6	10,6	12,6	10,8	C°
Q ₁	3,6	7,7	10,2	7,5	C°
Q ₃	7,7	13,8	15,0	14,1	C°
Q ₃ —Q ₁	4,1	6,1	4,8	6,6	C°
D	3,5—5,5	10,5	12,5	10,5—13,5	C°
A	—0,12	—0,02	0,08	0,03	

Symbole: \bar{x} = Mittelwert, s = Streuung, V = Variabilitätskoeffizient von Pearson, Q₂ = Median, Q₁ = unteres Quartil, Q₃ = oberes Quartil, Q₃—Q₁ = Quartilbereich, D = Dichtemittel (Modus), A = Asymmetrie-Masszahl von Köppen

Tabelle 2

Die Mittelwerte und die Streuungen der in den einzelnen Grosswetterlagen im Januar zustande gekommenen Tagesschwankungen der Temperatur sowie die relative Häufigkeit des Vorkommens der einzelnen Grosswetterlagen

Szeged	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	5,67	5,54	4,14	6,83	6,18	5,73	6,68	5,66	6,79	4,92	6,05	6,39	5,41	5,99	Mittelwert aller Tages- schwankungen
Streuung, C°	2,37	2,01	1,83	2,50	3,10	2,85	2,44	2,23	2,75	2,09	2,20	3,15	1,98	2,70	Streuung aller Tages- schwankungen
Relative Häufigkeit, %	5,1	2,7	3,4	9,5	14,1	9,2	7,0	9,0	6,2	11,7	5,4	15,7	1,0		
Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind:														5,84	
Kecskemét	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	6,03	6,15	3,97	5,91	5,51	5,04	6,70	6,13	6,40	5,88	6,76	6,82	5,65	6,02	Mittelwert aller Tages- schwankungen
Streuung, C°	2,14	2,95	2,41	3,50	3,16	3,57	2,09	2,58	2,98	2,92	3,20	3,61	3,61	3,05	Streuung aller Tages- schwankungen
Relative Häufigkeit, %	4,8	3,0	3,0	9,5	13,8	7,2	5,8	10,4	7,0	12,5	4,4	17,5	1,1		
Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind:														5,92	

Tabelle 3

Die Mittelwerte und die Streuungen der in den einzelnen Grosswetterlagen im April zustande gekommenen Tagesschwankungen der Temperatur sowie die relative Häufigkeit des Vorkommens der einzelnen Grosswetterlagen

Szeged	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	8,03	9,18	7,54	11,74	11,79	9,18	11,44	9,78	13,45	10,21	9,57	12,84	7,83	10,62	Mittelwert aller Tageschwankungen
Streuung, C°	2,44	3,07	2,51	3,27	3,61	4,65	3,37	3,23	3,15	3,68	3,33	2,76	3,12	3,53	Streuung aller Tageschwankungen
Relative Häufigkeit, %	6,7	7,8	3,6	13,1	10,7	6,3	4,4	11,3	5,7	14,2	5,3	9,3	1,6		

Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind: 10,20

Kecskemét	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	7,72	9,28	8,02	11,59	12,12	9,52	10,93	9,81	12,42	11,28	9,69	13,90	7,99	10,82	Mittelwert aller Tageschwankungen
Streuung, C°	3,53	3,11	3,04	3,53	4,60	4,27	3,32	3,51	5,11	3,39	3,47	3,57	3,47	3,95	Streuung aller Tageschwankungen
Relative Häufigkeit, %	7,4	6,7	3,7	13,3	12,1	7,3	4,7	11,2	4,6	14,0	5,4	7,6	2,0		

Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind: 10,33

Tabelle 4

Die Mittelwerte und die Streuungen der in den einzelnen Grosswetterlagen im Juli zustande gekommenen Tagesschwankungen der Temperatur sowie die relative Häufigkeit des Vorkommens der einzelnen Grosswetterlagen

Szeged	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	8,72	9,45	7,73	13,21	12,35	10,08	12,07	11,38	12,97	11,36	11,01	13,18	8,58	11,44	Mittelwert aller Tagesschwankungen
Streuung, C°	3,89	3,18	3,46	2,65	5,61	5,18	2,47	3,04	2,82	2,05	3,01	2,01	2,48	2,96	Streuung aller Tagesschwankungen
Relative Häufigkeit, %	11,6	5,0	0,9	7,2	4,0	1,3	7,5	26,7	1,3	9,0	5,4	19,5	0,6		
	Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind:														10,93
Kecskemét	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	9,42	11,44	5,81	14,21	14,98	10,13	12,01	11,64	12,64	12,85	11,38	14,95	6,10	12,44	Mittelwert aller Tagesschwankungen
Streuung, C°	2,51	3,46	—	2,74	2,20	3,23	3,09	5,47	7,49	3,34	3,54	2,02	4,04	3,46	Streuung aller Tagesschwankungen
Relative Häufigkeit, %	11,5	5,2	0,2	7,0	5,1	1,0	7,4	28,3	2,0	8,6	4,8	18,4	0,5		
	Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind:														11,35

Tabelle 5

Die Mittelwerte und die Streuungen der in den einzelnen Grosswetterlagen im Oktober zustande gekommenen Tagesschwankungen der Temperatur sowie die relative Häufigkeit der Vorkommens der einzelnen Grosswetterlagen

Szeged	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	7,46	8,74	5,08	9,83	11,84	7,86	9,36	8,90	12,67	7,74	8,56	11,93	7,30	9,90	Mittelwert aller Tages- schwankungen
Streuung, C°	3,66	2,87	1,72	3,89	3,47	4,01	2,99	3,00	1,74	3,47	3,38	3,07	2,56	3,82	Streuung aller Tages- schwankungen
Relative Häufigkeit, %	2,9	4,5	2,3	8,7	20,0	6,6	4,7	10,3	4,6	13,8	3,3	17,1	1,2		

Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind: 8,25

Kecskemét	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C		
Mittelwert, C°	6,44	8,59	6,43	10,38	12,90	8,04	9,59	9,07	12,57	8,87	8,58	13,31	6,75	10,72	Mittelwert aller Tages- schwankungen
Streuung, C°	3,54	2,94	2,89	4,28	3,27	4,95	3,85	2,87	3,72	3,86	1,81	3,39	2,59	4,18	Streuung aller Tages- schwankungen
Relative Häufigkeit, %	2,4	3,1	2,0	7,7	21,3	7,6	4,0	11,0	4,8	14,2	2,4	18,2	1,3		

Der nicht gewogener Durchschnitt der Mittelwerten der Tagesschwankungen, die in den einzelnen Grosswetterlagen zustande gekommen sind: 9,35

Tabelle 6
Abweichung der Szegediner Tagesmittel der Bewölkung vom Durchschnitt
 (nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	Σ
Januar	- 1	- 4	14	0	1	19	0	- 8	-11	6	- 4	- 4	16	71
April	13	4	19	4	-11	19	2	- 1	-18	2	1	-26	29	57
Juli	18	11	34	- 6	-17	24	5	6	-15	0	- 1	-19	31	42
Oktober	19	1	28	9	- 8	27	9	4	-15	15	5	-27	39	53

Tabelle 7
Relative Häufigkeit unbewölkter Tage in Szeged (%)
 (nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	Σ
Januar	7	6	2	3	10	2	6	8	12	7	10	14	0	8
April	2	9	0	10	20	3	12	10	32	15	13	40	0	12
Juli	8	9	0	26	48	6	16	18	47	22	22	54	0	25
Oktober	2	13	0	10	32	2	10	14	34	12	10	52	0	22

Tabelle 8

Relative Häufigkeit bewölkter Tage in Szeged (%)
(nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	Cmc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	Σ
Januar	43	30	59	47	52	76	38	31	31	60	46	49	67	48
April	38	30	51	27	20	48	23	25	12	34	27	2	76	28
Juli	25	21	50	4	0	30	6	12	2	8	8	1	22	13
Oktober	42	18	49	33	23	61	31	27	8	44	28	5	78	27

Tabelle 9

Abweichung des Szegediner Temperaturtagesmittels vom Durchschnitt
(nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	Σ
Januar	1,9	-0,8	-0,2	3,5	-0,6	2,0	3,4	2,1	3,5	-2,5	-5,2	-3,5	0,4	-1,0
April	-2,3	-2,7	-3,3	1,8	1,8	1,5	0,3	-1,5	2,5	-0,2	-2,0	-0,4	-0,8	11,7
Juli	-2,5	-2,0	-5,0	1,3	3,0	-1,9	0,5	-1,0	2,1	1,2	-0,2	2,5	-4,0	22,6
Oktober	-2,3	-1,8	-2,7	2,3	0,7	0,6	1,6	-1,3	2,8	-1,5	-2,7	0,1	-1,0	11,8

Tabelle 10

Relative Windgeschwindigkeit in Szeged und Kecskemét
(nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	CA	C	m/s
Szeged	145	119	164	134	96	104	74	119	78	85	93	41	145	2,7
Kecskemét	200	132	150	113	69	100	100	113	100	88	93	63	150	1,6

Tabelle 11

Relative Häufigkeit (%) der relativen Feuchtigkeit in Szeged $\leq 40\%$ (um 14 h)
(nach Gy. Péczely)

	mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	Σ
Januar	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
April	4	23	5	20	38	13	22	18	41	21	27	45	7	23
Juli	8	21	0	39	48	6	31	26	38	35	20	51	0	30
Oktober	0	3	3	7	8	3	2	8	6	5	0	7	0	6

Tabelle 12
Die Parameter der Häufigkeitsverteilungen
der monatlich vorgekommenen maximalen Tagesschwankungen
(1901—1960)

Szeged	Január	Ápril	Juli	Oktober	
\bar{x}	11,61	16,69	16,30	15,49	C°
s	2,34	1,94	2,77	1,50	C°
V	20,1	11,6	17,0	9,7	%
Q ₂	11,3	16,5	16,30	15,40	C°
Q ₁	10,1	15,5	14,8	14,4	C°
Q ₃	12,4	17,8	17,3	16,8	C°
Q ₃ —Q ₁	2,3	2,3	2,5	2,4	C°
D	10,1—11,0	16,1—17,0	16,1—18,0	14,1—15,0	C°
A	—0,23	—0,06	0,00	—0,03	
Kecskemét					
\bar{x}	12,60	17,54	18,74	17,91	C°
s	2,40	2,01	1,94	2,21	C°
V	19,5	11,4	10,3	12,3	%
Q ₂	12,4	17,6	18,8	17,8	C°
Q ₁	10,7	16,5	17,5	16,4	C°
Q ₃	13,9	18,5	19,8	19,0	C°
Q ₃ —Q ₁	3,2	2,0	2,3	2,6	C°
D	13,1—14,0	17,1—18,0	18,1—19,0	17,1—18,0 18,1—19,0	C°
A	—0,09	0,10	0,10	—0,01	

Liste der Symbole: \bar{x} =Mittelwert, s=Streuung, V=Variabilitätskoeffizient von Pearson, Q₂=Median, Q₁=unteres Quartil, Q₃=oberes Quartil, Q₃—Q₁=Quartilbereich, D=Dichtemittel, A=Asymmetrie-Masszahl von Köppen

Tabelle 13

Die Häufigkeit der Grosswetterlagen, in denen die monatlich maximalen Tagesschwankungen in Szeged zustande gekommen sind

		mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	n
Januar	Grundwahrscheinlichkeit, %	3,7	3,9	2,5	8,2	14,1	8,8	6,5	10,8	7,3	11,0	4,3	18,0	0,9	
	relative Häufigkeit, %	1,6	3,3	0,0	18,0	9,8	9,8	11,5	9,8	14,7	8,2	0,0	13,1	0,0	
	absolute Häufigkeit	1	2	0	11	6	6	7	6	9	5	0	8	0	61
April	Grundwahrscheinlichkeit, %	7,4	5,8	5,5	15,6	12,3	9,1	5,5	8,5	4,8	11,6	5,4	6,4	2,1	
	relative Häufigkeit, %	1,6	1,6	1,6	22,2	19,0	3,1	9,5	1,6	23,8	6,3	1,6	6,3	1,6	
	absolute Häufigkeit	1	1	1	14	12	2	6	1	15	4	1	4	1	63
Juli	Grundwahrscheinlichkeit, %	11,0	7,4	0,8	6,7	3,3	1,2	6,5	26,5	4,8	7,0	6,7	17,2	0,9	
	relative Häufigkeit, %	8,2	0,0	0,0	18,0	11,5	1,6	9,8	13,1	8,2	1,6	5,0	23,0	0,0	
	Absolute Häufigkeit	5	0	0	11	7	1	6	8	5	1	3	14	0,0	61
Oktober	Grundwahrscheinlichkeit, %	3,4	5,2	2,3	10,6	20,8	6,3	4,8	9,3	6,2	12,3	3,7	14,2	0,9	
	relative Häufigkeit, %	0,0	1,6	0,0	14,0	31,2	9,4	7,8	3,1	18,7	4,7	0,0	9,4	0,0	
	absolute Häufigkeit	0	1	0	9	20	6	5	2	12	3	0	6	0	64

Tabelle 14

Die Häufigkeit der Grosswetterlagen, in denen die monatlich maximalen Tagesschwankungen in Kecskemét zustande gekommen sind

		mCc	AB	CMc	mCw	Ae	CMw	zC	Aw	As	An	AF	A	C	n
Januar	Grund-wahrscheinlichkeit, %	3,7	3,9	2,5	8,2	14,1	8,8	6,5	10,8	7,3	11,0	4,3	18,0	0,9	
	relative Häufigkeit, %	1,6	6,2	0,0	12,5	7,8	3,1	3,1	15,6	12,5	6,2	3,1	28,1	0,0	
	absolute Häufigkeit	1	4	0	8	5	2	2	10	8	4	2	18	0	64
April	Grund-wahrscheinlichkeit, %	7,4	5,8	5,5	15,6	12,3	9,1	5,5	8,5	4,8	11,6	5,4	6,4	2,1	
	relative Häufigkeit, %	1,6	6,3	0,0	17,4	27,0	3,1	4,8	1,6	20,6	8,0	1,6	8,0	0,0	
	absolute Häufigkeit	1	4	0	11	17	2	3	1	13	5	1	5	0	63
Juli	Grund-wahrscheinlichkeit, %	11,0	7,4	0,8	6,7	3,3	1,2	6,5	26,5	4,8	7,0	6,7	17,2	0,9	
	relative Häufigkeit, %	1,5	7,4	0,0	13,4	8,9	0,0	4,5	12,0	10,0	0,0	1,5	40,3	0,0	
	absolute Häufigkeit	1	5	0	9	6	0	3	8	7	0	1	27	0	67
Oktober	Grund-wahrscheinlichkeit, %	3,4	5,2	2,3	10,6	20,8	6,3	4,8	9,3	6,2	12,3	3,7	14,2	0,9	
	relative Häufigkeit, %	0,0	2,9	0,0	8,7	27,5	4,3	7,2	0,0	13,0	2,9	2,9	29,0	1,4	
	absolute Häufigkeit	0	2	0	6	19	3	5	0	9	2	2	20	1	69

Tabelle 15

Die relativen Tagesschwankungen, mit denen gleichen oder kleineren Grössen wenigstens mit den angegebenen Wahrscheinlichkeiten erwarten können
(Die Werte der Schwankungen werden mit dem Monatsmittelwert der Tagesschwankungen als Einheit ausgedrückt)

p, %	Januar			April			Juli			Oktober		
	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt
5	1,79	1,96	1,88	1,54	1,59	1,57	1,37	1,41	1,39	1,62	1,60	1,61
10	1,60	1,68	1,64	1,43	1,48	1,46	1,29	1,35	1,32	1,49	1,53	1,51
25	1,30	1,28	1,29	1,25	1,28	1,27	1,18	1,21	1,20	1,38	1,32	1,35
50	0,93	0,93	0,93	1,00	0,98	0,99	1,02	1,01	1,02	1,00	1,01	1,01
75	0,62	0,60	0,61	0,73	0,71	0,72	0,83	0,82	0,83	0,72	0,70	0,71
90	0,45	0,38	0,42	0,53	0,52	0,53	0,66	0,63	0,65	0,46	0,49	0,48
95	0,38	0,28	0,32	0,44	0,38	0,41	0,57	0,49	0,53	0,34	0,35	0,35

Tabelle 16

Die maximalen relativen Tagesschwankungen, mit denen grösseren Werte monatlich mit den angegebenen Wahrscheinlichkeiten erwarten können.
(Die Werte der maximalen relativen Schwankungen werden mit dem Monatsmittelwert der Tagesschwankungen als Einheit ausgedrückt.)

p, %	Januar			April			Juli			Oktober		
	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt	Szeged	Kecskemét	Durchschnitt
5	2,60	2,79	2,70	1,85	1,92	1,89	1,63	1,77	1,70	1,85	1,98	1,92
10	2,37	2,61	2,49	1,81	1,85	1,83	1,55	1,69	1,62	1,80	1,91	1,86
25	2,07	2,31	2,19	1,68	1,72	1,70	1,51	1,59	1,55	1,70	1,77	1,74
50	1,89	2,06	1,98	1,55	1,63	1,59	1,42	1,51	1,47	1,56	1,66	1,61
75	1,69	1,78	1,74	1,46	1,52	1,49	1,31	1,41	1,36	1,45	1,53	1,49
90	1,50	1,61	1,56	1,31	1,38	1,35	1,24	1,33	1,29	1,35	1,38	1,37
95	1,40	1,50	1,45	1,23	1,21	1,22	1,22	1,29	1,26	1,21	1,33	1,27

Literatur

- [1] *Péczely, G.*: Grosswetterlagen in Ungarn — Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie, Nr. 30, Budapest, 1957.
- [2] *Péczely, G.*: Magyarország makroszinoptikus helyzetének éghajlati jellemzése — (Die klimatologische Charakterisierung der makrosynoptischen Lagen Ungarns) — Az Országos Meteorológiai Intézet kisebb kiadványai 32. szám (Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie, Nr. 32) Budapest, 1961.

THE SOIL CONDITIONS OF THE PHYSICAL LANDSCAPES OF THE SOUTHERN GREAT PLAIN WITH SPECIAL REGARD TO THE POSSIBILITIES OF SOIL AMELIORATION

by

J. Juhász and M. Dzubay

Összefoglalás: (A Dél-Alföld természeti tájainak talajviszonyai, különös tekintettel a talajjavítási lehetőségekre). A tanulmány szervesen kapcsolódik az Acta Geographica Szegediensis 1973. évi kötetében megjelent „On the Methods of Region Research with Special Regard to the Southern Great Plain” (Adalék a tájkutatás módszereihez, különös tekintettel a Dél-Alföldre) c. dolgozathoz.

Jelen tanulmány I. része a Dél-Alföld természeti tájbeosztását ismerteti *Stefanovits* talajtani osztályozása alapján. A II. rész a felszínt alkotó talajrétegek anyagának fizikai és kémiai sajátosságait ismerteti, míg a dolgozat III. részében a Dél-Alföld különböző talajtípusain sikerrel alkalmazható műanyagos talajjavítási módszerek ismertetésére kerül sor, az ide vonatkozó legújabb kutatások alapján.

Zusammenfassung: (Die Bodenverhältnisse der Naturlandschaften des Südgebiets der grossen Ungarischen Tiefebene, mit besonderer Rücksicht auf die verwendbaren Bodenmeliorationsverfahren). Dieser Aufsatz ist der im Jahre 1973 in Acta Geographica Szegediensis publizierten Arbeit „On the Methods of Region Research with Special Regard to the Southern Great Plain” (Beiträge zu den Methoden der Landschaftsforschung, mit besonderer Rücksicht auf das Südgebiet der grossen Ungarischen Tiefebene) eng verbunden.

Der erste Teil des Aufsatzes legt die Naturlandschaftaufteilung des Südgebiets der grossen Ungarischen Tiefebene auf Grund der bodenkundlichen Sortierung von *Stefanovits* dar. Der zweite Teil beschäftigt sich den physischen und chemischen Eigenschaften der Materie der oberen Bodenschichten. Im dritten Teil wird die Bodenmeliorationsverfahren mit den Kunststoffen behandelt, die nach den Erfahrungen der neuesten Forschungen bei verschiedenen Bodenarten des Südgebiets der grossen Ungarischen Tiefebene mit gutem Erfolg angewendet werden kann.

Summary: This study is closely connected with the paper entitled „On the Methods of Region Research with Special Regard to the Southern Great Plain” which was published in the 1973 volume of Acta Geographica Szegediensis.

The first part of the present study deals with the physical geographic regionalization of the Southern Great Plain on the basis of the pedological classification of *Stefanovits*. The second part deals with the physical and chemical properties of the soil layers forming the surface, while in the second part methods of soil amelioration with synthetic materials are described on the basis of the most recent researches.

I.

Physical geographic regionalization of the southern part of the Great Plain

The development of the genetic soil types must be determined for smaller areas because the correlations of the details can be demonstrated only within these small areas. In this respect we are in a lucky position because *Stefanovits* has described in detail the soil geography of this country in his work „The soils of Hungary” [1]. Knowledge of the soil conditions is essential for regional studies because it enables us to discern fine differences and to define the characteristic structure and development of the physical geographic units.

In our study „On the Methods of Region Research with Special Regard to the southern part of the Great Hungarian Plain“ [2] we have dealt with a few theoretical and methodical principles and, in connection with genetical studies, with the stages of development of the present — day formations and with the influence of the surface — near layers on the development of the surface layers in the southern part of the Great Plain.

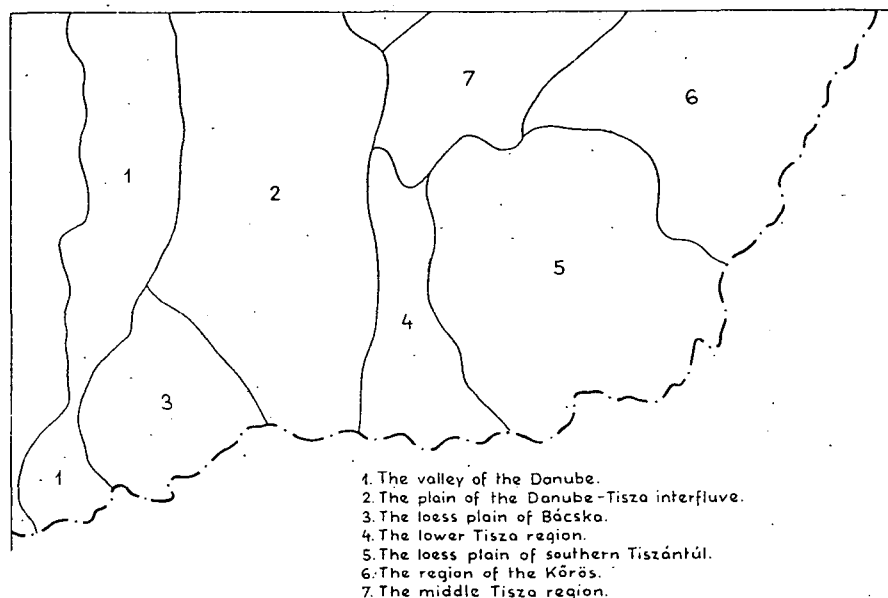


Fig. 1. The physical regions of the southern part of the Great Plain (after Stefanovits)
1'. ábra. A Dél-Alföld természeti tájai (Stefanovits nyomán)

In the brief description of the soil conditions we took the physical regions of *Stefanovits* as a basis. This regional division was compared with the opinions of experts entrusted with studying the physical geographic conditions of Hungary. It is no mere chance that the boundaries of the area units of ten coincide with the lines separating the types of soil because the soil — forming factors are identical with the region — forming factors [1].

In dealing with the physical geographic regional division of the southern Great Plain we concentrate, according to the aim of our study, on the description of the soil conditions of the Danube valley, the Danube — Tisza interfluve, the loess plain of Bácska, the region along the lower Tisza, the loess plain of the southern part of the region east of the Tisza, and the region of the Kőrös (Fig. 1).

The valley of the Danube

This is an area which narrows from north to south. Its soil conditions are varied but their common feature is that the alluvium of the Danube and the groundwater have had a decisive influence on their formation. According to *Pécsi* [3] the remains of terraces and flood — basins can be found among the geomorphological formations.

Studying the correlation between the geomorphological conditions and the types of soil it was found that the sodic soils occur in the low — lying areas with low — lying flood basins — in the eastern part of the region — because before the flood control the *floods* could inundate without obstacle the low — lying flood — basins, while after the flood control the dam of the flood — basin hindered their recession. After evaporation of the considerable quantity of water remaining behind, the pores of the surface of the flood — basin were stoppe up. The arrangement of the sodic soils is due, besides the floods, to the soil conditions. On the rolling plain the groundwater table is 0.5—1.5 m under the surface, i.e. on an average 110—135 m above sea level while in the flood-basins it is 95—100 m above sea level. Thus there is a flow toward the lower — lying areas but there are considerable differences in the pressure and temperature of the plain and the floodbasin [4]. During flowing the groundwater undergoes changes. The physicochemical balance of the colder groundwater under greater pressure changes when it gets into warmer places with less pressure. The dissolved Ca and Mg salts, retained in the solution under greater pressure, precipitate under less pressure at higher temperature and form layers, the carbonate content of which often amounts to as much as 60%. Owing to evaporation from the surface and evapotranspiration of the plants the solutions rich in sodium condense, and in consequence of the concentration of sodium alkalization takes place. The result of this process is an increase in the amount of sodium salts and soda in these areas.

Herke's observation has revealed yet another regular fact, namely, that within the connected sodic areas the degree of alkalization grows as we proceed from north to south, then it decreases again. The same regularity can be found in other sodic areas too. *Herke* attributes this phenomenon to crustal movements. He also refers to the amelioration of the solonchak — solonetz and solonchak sodic soils with gypsum and lignite powder. Among the calcium — containing ameliorating materials he recommends mainly the latter because its effects can be enhanced by irrigation [5]. In all cases amelioration must be preceded by area planning so that occasional surface — near groundwater should not interfere with the work of amelioration.

The other dominant type of soil in the valley of the Danube is the *meadow chernozem* which can be found mainly in the higher — lying flood areas. During its development it passed through the alluvial and meadow stages, and the table of its groundwater sank. This type of soil stretches as far as the area of Kalocsa. South of this the sodic and the meadow chernozem is replaced by *alluvial meadow* and *meadow soils*. In this region sodic soils occur only at the mouth of the Sió, north of Szekszárd and in the vicinity of Hajós. The terraced arrangement — from north to south sodic soil, meadow chernozem, alluvial meadow, and meadow soil — is probably connected with the varying level of the groundwater. In some places swamps have developed. Such swamps are those of Csévharaszt and Kalocsa, where peat masses are accumulated.

The soils of the Danube alley are, with the exception of the sodic soils, very fertile. The agricultural conditions of the region can be greatly improved by irrigation as shown by the example of the sprinkling irrigation system used in the area of Hajós.

The plain of the Danube — Tisza interfluve

After breaking through the gate of Visegrád the Danube built a huge alluvial fan on the Great Plain. The water masses of the Danube wandered over a relatively wide area between southwest and south. The large amount of gravel de-

posited by the Danube is found near the surface at Budapest, while in the middle of the plain the gravel is covered by alluvial deposits in several hundred meters thickness. The main mass of the deposits was sand which was transformed into drift — sand owing to the destroying effect of winds during the drier periods and this sand cover has given a heterogeneous picture to the landscape. The irregularly occurring and often drainageless depressions between the sand dunes and ridges have led to alkalization and in some places to swamp formation. Today the plain lies 50 m higher than the flood — basin of the Danube. The plain is not characterized by drift — sand; drift — sand occurs as a dominant factor mainly in the area bounded by Bugac, Kiskunhalas, and Jánoshalma. In the other areas the sand has to a great extent become humous, while loess is found in many places, in the areas of Gödöllő, Cegléd, and Kecs-kemét, in a NW—SE direction.

The hydrography and the soil conditions of the region are entirely attributable to the evolution of the region. The loess, sand, and gravel layers retain the rainwater and the groundwater table is relatively high, the result of which is frequent flood damage in the lower — lying parts in spring. In the course of the development of the soil conditions the position of the Danube at the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene already ensured that the material of the detrital cones could dry out and so the finer particles could move away in the form of windblown drift — sand or loess. The intervening wetter period stopped the movement of the soil, and soil formation began, the results of which are the meadow and chernozem soils. In the following drier period the winds moved again the surface layers which then covered the already formed surface in the form of a sand blanket [6]. The water supply (in the maxima and minima) of the varied area was not ensured; this is why meadow and bog soils formed in the lower parts and drift — sand, humous sand, and chernozem — like sand in the higher parts. With the passage of time, however, the drift — sand buried the lower parts 1—2 m deep. These buried parts are capable of storing humidity and nutrients; therefore the conditions of production are very good in them. In the now existing depressions in the northern part of the area a mixture of bog soils or meadow clay and sand predominates. The depressions of the southern part are alkalinized, with sodic and alkali solonchak soils.

The thickness of the covering sand blanket on the sand dunes and rolling parts can be guessed from the vegetation growing on them, for where the drift — sand is deep, there are junipers and feather — grass; where it is shallow — in the depressions —, there woods predominate. Where the subsurface layers are improved and contain more humus, there oaks appear.

The productivity of these soils needs to be increased by such ameliorating methods as improve the water and nutrient economy of the soil. Manure, peat, bentonite, artificial fertilizers, or readily decomposing organic matter can be applied.

Not negligible besides sand are the large patches of loess in the areas of Kecs-kemét, Kisfunfélegyháza, and Abony. This soil contains much Mg and occasionally Na, which are unfavorable to the water economy. In some places chernozem soil can also be found in the depth. In the depressions of these areas mainly solonchak — solonetz types of sodic soils occur; utilization of them is difficult. On the chernozem soils intensive cultures which nearly inevitably use soil amelioration and irrigation, are preferable for the sake of economicalness.

In examining the various factors of these sandy areas the erosive work of winds must always be reckoned with, especially in spring and in dry weather when the average wind velocity is the greatest in Hungary. Therefore the struggle against deflation, besides soil amelioration, is of decisive importance.

The loess plain of Bácska

The loess plain of Bácska is a formation originating from falling dust. The loess is mixed with sand and beside it sandy patches can be found. The dominant soil type is lime-covered chernozem and its subtypes. The thickness of the humus layer is 60—80 cm, and its organic matter content is 4.5%. The carbonate content is demonstrable already at the soil surface and its amount increases with the depth. The nitrogen and phosphorus bound to organic matter ensure good growth of the vegetation. Sodic soils occur in the deep — lying parts, and a very considerable salt content can be demonstrated in the southern part of the area, e.g. in the vicinity of Gara. The profiles with magnesium and sodium content in the subsoil are well distinct, their humous horizon is compact, with a pH higher than 8.5. Only such plants can be grown in this area as can well suffer a sodic subsoil. On the chernozem soils plowland cultivation is used, on the sandy soils rich in loess orchards and vineyards thrive.

The region along the lower Tisza

Stretches from the mouth of the Kőrös to south of the border on both sides of the Tisza. This region is wedged in between the loess plain of the southern part of Tiszántúl (the lowland east of the Tisza) and the sandy plain of the Danube—Tisza interfluvium. The Tisza altered its course between these two regions until it formed its present-day bed in the recent geological past. Thus the alluvial soil is situated between the sandy plain and the loess plain, gradually widening from north to south. All types of soil can be found in this area from the crude alluvial soil, which occurs near the river bed, through the alluvial meadow and simple meadow soils to the meadow chernozem. Characteristic of the Tisza and Maros valleys are the black clay horizons. These can, however, be found also in the flat regions of the Bodrog, the Tisza, the Kőrös and the Maros where year after year large areas were covered by water. The sediments in these areas formed the black horizons. The organic substances that got under the water decomposed, and the minerals were not leached out but they formed new colloids. Such areas, if they are not free from the influence of water for a longer time, soon become alkalized. The black clay layers generally lie at a depth of 1—2 m and have an important influence on the surface sediments both chemically and from the point of view of water economy.

The loess plain of the southern part of Tiszántúl

This is an area enclosed by the alluvia of the Kőrös, the Tisza, and the Maros. The loess plain continues in the territory of Roumania. In the formation of the area the Maros which used to flow through other areas, has played a great part. Three periods can be distinguished till the time when it occupied its present bed [7]; others [8] distinguish several periods of alluvium transportation and deposition.

At different times the river flowed NW, then SW and deposited its alluvium. In connection with the Pleistocene deposits *Mihályi* already referred to accumulation in the area. During the process of accumulation a sequence of deposits formed which are coarser below and finer above. This sequence was occasionally repeated. The sequence thus formed was modified also by climatic changes in consequence of which sand, silt, and clay layers cover the accumulated layers. The above — mentioned stra-

tification was frequently changed at the surface by the changing air flows, the result of which is the varied drift — sand surface blown there from the flood area. At the end of the Pleistocene this surface was covered by falling dust, and thus loess formed. *Sümeghy* [9] called this surface formation „lowland loess”. Holocene lowland loess formed under similar conditions.

Szücs and *Sümeghy* demonstrated that lowland loess differs considerably from the loesses of Transdanubia because there is a higher percentage of larger granules in the loesses of Transdanubia, but the amount of silt and clay particles is much less. Chernozem and meadow chernozem soils formed on the silty loesses of the lowland, while meadow and sodic soils formed on sandy loess.

In the higher — lying areas of the southern part of Tiszántúl (the plain east of the Tisza) the loess is light, loose, and sandy; in the lower — lying areas it is clayey. The cover of the higher areas is chernozem, that of the lower areas meadow chernozem; in some places salt chernozem and sodic soils dominate in the deeper parts.

In these alluvial formations the layers containing groundwater lie generally deep. The vertical movement of the groundwater may be even several meters; yet independently of this the groundwater is disproportionately high in the higher — lying areas, which is of decisive importance for soil formation. According to the data of *Rónai* the groundwater in the southern part of Transdanubia is mainly characterized by a high salt content; on the other hand the quantities of sodium and magnesium salts in it influence the fertility of the soils.

Summarizing it can be said that lowland limy chernozem together with meadow and salt meadow chernozem occurs in a NE—SA direction in the loess plain of the southern part of Tiszántúl, while meadow solonetz and steppe-derived meadow solonetz occur in the lower areas.

The utilization of the soils depends on the salt content; the type of cultivation must also be chosen according to the location of salts in depth. In spite of this the climatic and soil conditions ensure also the possibility of growing more sensitive plants. Amelioration is especially justified on the meadow solonetz and steppe-derived meadow solonetz soils.

The region of the Körös

The tributaries of the Tisza frequently altered their course forming a network over much of the area. The intensively sinking area of the plain left very many reedy, swampy grounds in the place of the old, abandoned river beds after the controlling of the rivers. The areas freed from water cover slowly dried out, the groundwater table sank deeper and could influence the formation of soils in the area to a lesser degree. Nearly half of the meadow clays of the country are found in this region. The subsoil of the pitch black, clayey areas is often sodic, containing much sodium and magnesium. According to the observation of *Máté* [10] the thickness of the humus layer of the soil is minimal, while the ratio between the clay and the humus is reversed.

The views concerning the formation of the meadow soils are very different. *Sigmond* attributes the formation of meadow soils to too much moisture, *Csiký* ascribes it to the acidity of the clay deposited by the rivers, *Endrédy* again attributes it to the effect of water, while *Ballenegger* thinks it is derived from bog soil. In many cases, however meadow soils formed also on loess [11]; an example for this is the loess plain of the southern part of Tiszántúl. Meadow soils occur also on acid alluvia. Whatever the theory may be, water always plays the decisive role in the formation of meadow soils or clays.

If we study maps from before the flood control, we come to the conclusion that meadow soils formed in the low — lying, periodically water — covered areas, while sodic soils formed in the higher areas with periodic water cover, and chernozem soils formed in the areas free from water cover. This proves that the location of the meadow soils is closely connected with the bog soils, peat and turf soils. With the erosion of the surface formations began the development of a new humus layer which contributed to the formation of meadow soils.

Meadow soils are not easy to till. They are generally rich in nutrients, but in case of wrong cultivation they become compact and areas with stagnant waters soon develop. Well — chosen methods of amelioration can influence decisively the fertility of the soil.

Besides the meadow soils considerable areas are occupied by solonetz — like sodic soils as well as limy — sodic variants of these, the solonchak — solonetz soils. They have been ameliorated by yellow earth covering and limestone powder and lime mud covering [12]. The rate and intensity of amelioration must be increased because the water of the now existing irrigation canals can be utilized only after amelioration of the sodic areas.

The sodic and meadow soils of the region are characterized in places by steppe formation. The precondition of this process is alteration of the water budget which results in quantitative and qualitative changes in the productive humus layer. The air deficiency of the soil disappears, the acidity of the meadow soil becomes reduced, that is it develops favorably from the economical point of view.

The soils in the northern and eastern parts of the region possess more favorable properties; meadow, salt meadow, and limy chernozem soils have developed there.

The loess plain of Szolnok

This plain lies in the southern part of the riverside region at the middle course of the Tisza. The northern and eastern edges of the area end with the flood area of Borfod — Heves and the Hortobágy plain. In spite of their common origin the surface soil is diversified here. The soil conditions under the loess are varied; there is much infiltration loess. The depth of the groundwater level varies between 3—5 m, but it still influences the development of the upper soil layers. The chernozem soils of the region are of the meadow type. Their color is variable, their structure is compact and crumbly, their humus layer is thick. Magnesium accumulations in the subsoil — under 1 m — are frequent. Alkalization occurs sporadically in the form of solonetz meadow soils and solonetz soils.

As to the origin of the region, it can be demonstrated that it is part of the sand plain of the Danube — Tisza interfluvium cut in two by the Tisza. This area, however, has become humified and there is no drift-sand in it. Various kinds of plants can be grown here. This region is, however, the driest part of the country. The harvest yields in the region depend to a great extent on irrigation.

II.

The material of the surface layers Wind-blown deposits

The grains of river — transported sand are sharp-edged and angular, while the grains of wind-blown sand are roundish. The two kinds of sand can be distinguished on the basis of their percentage composition [9]. The origin of some sandy areas can be determined on the basis of the *intervening silt layers*. The sporadic occurrence of

silt invariably indicates fluvial origin; it never occurs in wind-borne sand. Another indication is the occurrence of various kinds of snails, because in wind-blown sand only land snails or stagnant water snails can be found. The most frequent grain size in wind-blown sand is 0.1–0.3 mm. Vertically up toward the surface the diameter of the grains increases, while horizontally from W to E it decreases.

The water permeability of wind-blown sand is $k = 10^{-3}$ cm/sec, that of river-borne sand $k = 10^{-2}$ cm/sec. The difference is due to the difference in compactness.

Loessial wind-blown sand can be found in Pleistocene layers, usually with a 0.1–0.2 mm grain size, as well as the loess fraction with 0.02–0.05 mm grain size, the permeability of which varies between 10^{-4} – 10^{-5} cm/sec.

Loessial fine sand or loess sand is a transition between the vertically arranged loess and the *loessial driftsand* and the *loose drift-sand* on top. It can be found over a vast expanse in the vicinity of Kiskunhalas, Kiskunfélegyháza, Csongrád, and Csanytelek. Its grains are 0.05–0.1 mm in size and they are mixed with more or less drift-sand; the permeability factor is 10^{-5} – 10^{-4} cm/sec.

The loesses come from falling dust; fine sand and normal sand in varying quantities can be found in them. Loess with fine sand occurs as a transition on the edges of drift-sand areas.

The name of *dry-ground loess* contains the explanation of its origin. Its structure is loose and porous, its permeability is 10^{-5} cm/sec, the lowest among the various kinds of loess. It occurs in the area examined in the vicinity of Kiskunhalas, Jánoshalma, and Soltvadkert as well as in the higher-lying grounds near Kiskunfélegyháza, Kecskemét and Nagykőrös. It occurs only in patches in the regions of Szeged, near Óthalom, Szatymaz, Szentmihálytelek, and Kiskundorozsma.

In the lower-lying areas *wet-ground infusion loess* and in some places *bog loess* has formed. In the case of the first the dust fell into periodic, in the case of the latter into constant, stagnant water. Its percentage of lime carbonate content is lower, 10–20%, than that of dry-ground loess, which is 30%. Its permeability is 10^{-6} cm/sec, which is less than that of other kinds of loess.

Flood-basin loess formed in the flood areas of the Tisza, increasing the clay-silt content of the soil, for when the floods receded large amounts of aerated clay were left behind. The permeability of flood-basin loess, 10^{-7} cm/sec, is much less than that of the other kinds of loess.

On the drainageless alluvial soils of the Tisza *sodic clayey loess* with a high clay content has formed. Its formation is partly the result of present period alkalization [9]. Its origin can be explained by the transporting work of the river water.

Holocene formations

The dry period of the Holocene rearranged the Pleistocene sand of the surface accumulating it in places over the topmost loess layer. Large amounts of the new drift-sand blown away from the Danube valley were deposited on the western edge of the plain.

The present-day formations are the result of the work of the prevailing north-west wind in the Holocene, which shaped the undulating ridges that stretch from north-west to south-east. Similar developments took place in the eastern areas of the plain, but there the deposits derive from material transported by the Tisza. The remains of snails in both areas exclude a fluvial origin [10].

In the drainageless depressions in the Danube–Tisza interfluvium *alkalization* took place. When the lime and magnesium carbonates became concentrated, *caustic*

sludge formed as a consequence of the precipitation of granules. In the less sodic areas *meadow limestone* formed owing to the *carbon dioxideabsorbing* effect of the vegetation. Under the influence of the climate becoming wetter, the vegetation grew more and more vigorously, alkalinity decreased, and thus humous, *silty sand* could deposit in the lower areas.

Considerable amounts of carbonate deposits can be found in the southeastern part of the plain in the areas of Kistelek, Jászszentlászló, and Pusztamérge. In the depressions of the higher grounds, thus in the areas of Kiskunhalas and Félegyháza, a humus layer can be found. Owing to changes in the climatic elements, the bound drift-sand moved again, covering in places as a *blanket* the caustic sludgy and humous areas. The thickness of the sand blanket varies between 1—5 m. The water-impermeable layer under it — sodic or caustic sludge — is of great importance for the agriculture. The sand blanket, which is the youngest geological formation, deposited on the higher grounds of the plain. In the lower-lying areas *meadow clay* and in the sodic depressions *sodic humous clay* can be found, as for example in the area of Fehértó (the „White Lake”) and the area of Csanytelek (Fig. 2).

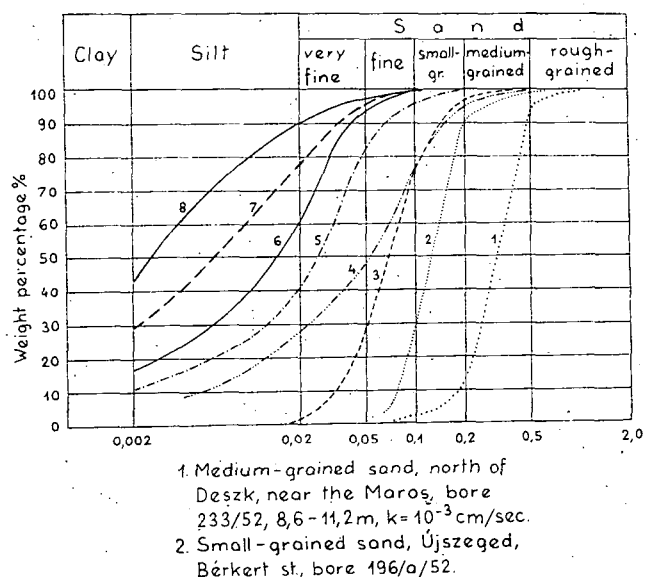


Fig. 2. Comparison of the grain composition of wind-blown sand and different kinds of loess (after Miháltz)

2. ábra. Szélhordta homok és lösz fajták szemcseösszetételének összehasonlítása (Miháltz nyomán)

The fluvialite sediment layers

The borings made by Miháltz in the vicinity of Szeged in 1952 [4] make it possible for us to survey here briefly the fluvialite deposits of the Tisza River valley and Tiszántúl. According to Miháltz's findings fluvialite deposits can be demonstrated at a few meters depth in the Tisza River valley and in Tiszántúl. Miháltz classes the deposits of stagnant waters with the deposits of fluvialite origin.

The *fluvial sand layers* of the Tisza River valley are fine-grained or medium grained (0.1—0.4 mm) in both the Pleistocene and the Holocene layers, their water permeability is 10^{-4} cm/sec. The layers are arranged so that the *mediumgrained* sand layer is below and the *fine-grained* sand layer above. Fine-grained sand occurs in the

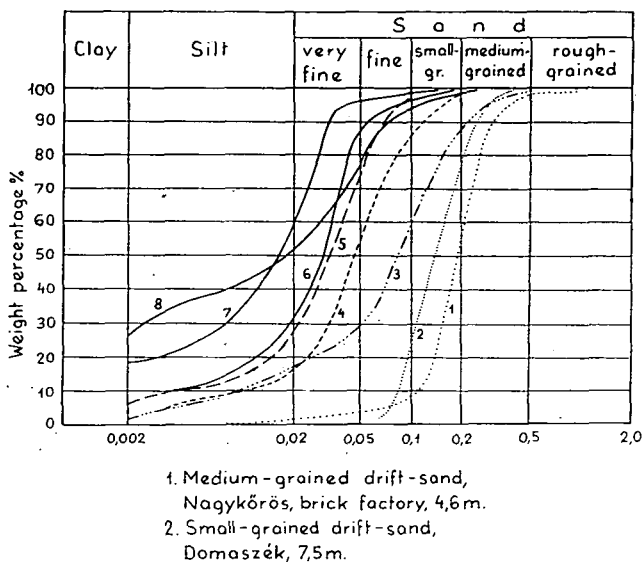


Fig. 3. Grain composition curves of the types of fluvial deposits (after Miháltz)

3. ábra. Folyóvízi üledékek típusainak szemcseösszetételi görbéi (Miháltz nyomán)

southern section of the Tisza valley, medium-grained sand somewhat farther to the north in the region of Szegvár, while *coarse-grained* sand with water permeability of 10^{-2} cm/sec occurs in the region of the Maros. Medium-grained sand is characteristic of the deposits of the Kőrös and the Maros. In the southeastern corner of Tiszántúl,

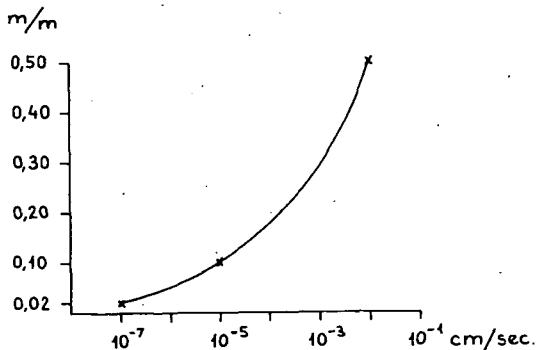


Fig. 4. The correlation between grain size and permeability

4. ábra. A szemcsenagyság és a szivárgási tényező összefüggése

however, *gravelly coarse sand* can be found near the surface. In the middle of the Great Plain, however, sand derived from the Tisza is predominant, *The coarse-, medium-, and fine-grained sands should be placed in the category of loose fluvatile sand.* (Fig. 3).

Differentiation of the grain diameters leads us to categorization of the kinds of sand and differentiation of the permeability values, e. g.:

grain size 0.5 mm (coarse sand) — permeability 10^{-2} cm/sec

grain size 0.1 mm (fine sand) — permeability 10^{-5} cm/sec

grain size 0.02—0.002 mm (silt) — permeability 10^{-7} cm/sec.

The permeability factor is almost in direct ratio to the grain size (Fig. 4).

If the value of permeability is 10^{-8} cm/sec, the material is clay, that is a water-tight layer. Thus the permeability factor of alluvial silt 10^{-7} cm/sec, is not far in value from that of clay. If alluvial silt is the covering of grassy ground, its permeability value is higher.

III.

Methods of soil amelioration with synthetic materials applicable in the southern part of the Great Plain

After characterizing briefly the material of the surface layers we are going to discuss the problems of amelioration with traditional methods and with synthetic materials [13]. In this chapter we deal only with the soils that are predominant in certain areas of the southern part of the Great Plain.

In connection with the acid soils we deal with the amelioration of acid meadow and alluvial soils. In this case we do not describe the amelioration of forest soils because in the area studied they can be considered only as subdominant factors.

a) Meadow soils

They are characterized by compactness in the case of clay. Such soils are poorly aerated and their water: air ratio is unfavorable to microorganisms and plants. For efficient cultivation these soils must be made looser and richer in air. The modern method of achieving this is to use, besides liming, close-pored Ps foam containing 98% air or similar synthetic material foams. These foams are neutral substances, which do not bind water or nutrients, decompose slowly, and retain their effectiveness for years. After their decay the ground remains loosely porous.

If under the meadow soils there is a water-impermeable solonetz layer near the surface and therefore stagnant water gathers in the layer over it which hinders its cultivation, then the compact layer can be eliminated by subsoil loosening and the introduction of closepored synthetic material foam.

b) Alluvial soils

These soils need structure improvement if they formed long ago on carbonate-free clay. The deposited alluvium of the Tisza is not clay but rather silt; therefore conservation of its structure can be achieved by liming and the use of polyelectrolites.

If, however, these acid, humous alluvial soils are compact, they must be limed and their aeration and water permeability must be ensured by synthetic material foams. The ameliorated soil must also be preserved by polyelectrolites. We recommend the use of similar methods on CaCO_3 — free clay — i.e. on alluvial meadow soils.

c) Detrital soils of slopes

The essential thing in their amelioration is to know what type of soil they derive from, chernozem, forest, acid, or compact soil, for amelioration depends on the properties of these soils. As is well known, polyelectrolites protect the structure of the soil, while foams increase its water permeability.

The amelioration of sodic soils

Can be discussed on the basis of *Prettenhoffer's* classification of methods [14].

a) Non-limy, acid, and near-neutral sodic soils

These occur chiefly in Tiszántúl. Classically they are ameliorated by liming, occasionally by deep manuring with lime. Their amelioration is achieved by developing a favorable structure in them, while their crumbly structure can be preserved by the use of polyelectrolites; when they break down, they provide N for the plants.

In the Soviet Union crude oil, purified from aromatic substances, is also used for amelioration of sodic soils.

b) Non-limy, slightly alkali/transitional, sodic soils

They also chiefly occur in Tiszántúl. The classical method of their amelioration is deep manuring with black earth, acid or gypsum-containing yellow earth, and surface manuring with lime and gypsum. Here, too, we think of ameliorating the soil with the materials mentioned above. We want to eliminate the soluble salts already present and the Na ions that formed during amelioration by utilizing the loosening and permeability-increasing effect of close-pored foam materials.

c) Alkaline and limy sodic soils

These occur chiefly in the Danube—Tisza interfluvium and in smaller areas of Tiszántúl. The classical method of their amelioration is the use of acid materials; first of all gypsum powder and gypsum by-products of factories can be considered. Modern methods, however, require the addition of artificial materials, polyelectrolites and foams.

In the places where the groundwater has been brought under control — especially in the Danube—Tisza interfluvium — the sodic soils with light mechanic structure can be improved within a few years by the application of gypsum and close-pored synthetic material foams.

The amelioration of sodic soils with heavy mechanic structure, especially in Tiszántúl, is much more complicated; here the application of gypsum powder and polyelectrolites is more effective.

In the case of „B”-horizon soils containing little Na the already known agro-technical method, in the presence of a larger amount of Na the introduction of che-

mical ameliorating materials simultaneously with subsoil amelioration, is effective. The ameliorating materials must be spread simultaneously with the manure. The procedure used can be repeated several times.

Sand soils

It would be worth-while ameliorating a large part of the sandy areas nearly one a half million hectares — of the country [15]. In the case of sand soils too high or too low water-retaining capacity, poverty in nutrients, and tendency to deflation are to be fought against.

The old traditional methods of amelioration using stable dung, bentonite, bog soil, peat, clay minerals, composts, green manure, and layer improvement continue to be of great importance. At the same time we propose to apply synthetic materials, polyelectrolites, open-pore synthetic resins, and emulsions to eliminate the unfavorable properties of the soil.

The polyelectrolites hinder the decomposition of organic matter in the sand, while their ion-exchanging atom groups transmit the nutrients to the plants.

To improve the nutrient economy of the soil, first of all synthetic material foams combined with mineral fertilizers can be used. These bind the water absorbed in the sand and transmit it together with the nutrients to the plants. Owing to their slow decomposition they are nitrogen sources themselves [16].

KP foam is used also in other forms for binding sand surfaces and dunes and planting them with grass. For example the foamy synthetic material is mixed into a mush with mineral fertilizers and water and sprinkled on the surface of the soil; then the material adheres to the soil, stores water, hinders the drift of sand, and makes a good bed for seeds [16].

All three methods are first of all intended to change the unfavorable properties of the sand, but emulsions and solutions of the different materials may also be used for this purpose. These solutions are used either on the surface or at certain depths, depending on their destination.

Bog soils

We do not recommend amelioration of these soils with synthetic materials besides the classical methods — draining, liming, supply of nutrients, mixing with sand, burning, etc. — because of their high organic matter content and their good structure. The most important interference in the dynamics of these soils is the draining of superfluous water.

Besides the classical methods of amelioration the application of synthetic materials may be justified in the following cases:

a) When the A and B horizons are missing and only the gleyey mother rock, the C horizon has remained. In this case closed-pore synthetic material foams must be applied. Aeration of too wet soils can thus be secured.

b) When the meadow bog is highly acid. In this case lime must be applied.

c) When the meadow bog has solonchak soil. In this case drainage must be ensured. If this is hindered for instance by an intervening clay layer, the movement of the water must be ensured with closed-pore synthetic material foams.

Similar procedures must be used where limestone banks, cemented gravel or gleyey layers occur. The movement of the water can be ensured by mixing synthetic material foams into these layers.

Bibliography

- [1] *Stafanovits, P.*: Magyarország talajai. 2. bővített, átdolgozott kiadás. Akadémiai Kiadó, Budapest 1963.
- [2] *Juhász, J.*: Adalék a táj kutatás módszereihez, különös tekintettel a Dél-Alföld vonatkozásában. Acta Geographica 1973.
- [3] *Pécsi, M.*: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. Akadémiai Kiadó, Budapest 1959.
- [4] *Stefanovits, P.*: Öntésterületeink talajainak kialakulása a viljamszi elmélet szerint. Agrokémia és Talajtan I./1952. 525.
- [5] *Herke, S.*: A lignitpor hatása a rizs fejlődésére a Dunavölgyben. I. Agrokémia és Talajtan VIII. (1959) 109.
- [6] *Bulla, B.*: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. Földrajzi Közlemények 1934.
- [7] *Szücs, L.*: A dél-tiszántúli löszhát talajai, különös tekintettel a csernozjom talajok képződésére. I. Agrokémia és Talajtan IX. (1960) 33.
- [8] *Gazdag, L.*: A Maros régi vízfolyásai és elhagyott folyómedrei az Alföldön (doktori disszertáció kézírata, 1958. Szücs L.: Agrokémia és Talajtan IX. [1960] 33.)
- [9] *Süsmeghy, J.*: Tiszántúl. Földtani Int. Budapest 1944.
- [10] *Máté, J.*: Adatok tiszántúli réti talajaink genetikájához. Agrokémia és Talajtan IV. (1955) 133.
- [11] *Nagy, E.*: Mezőcsát-, Mezőtúr- környéki szikes, mezőségi és rétiagyagtalajok ásványtani vizsgálata különös tekintettel a foszfor- és káliumtartalmú ásványokra. Földtani Int. Vitaüléseinek munk. VII (1964) 61.
- [12] *Prettenhoffer, I.*: Átmeneti szikesek javítása kombinált eljárással. Agrokémia és Talajtan II (1953) 27.
- [13] *Juhász, J.—Dzubay, M.*: A csapadékeloszlás és a műanyagos talajjavítás. Acta Geographica 1973.
- [14] *Prettenhoffer, I.*: Hazai szikesek javítása és hasznosítása Tiszántúli szikesek. Akadémiai Kiadó, Budapest. 1969.
- [15] *Toronykő, I.—Juhász, J.—Dzubay, M.*: The Soils of Hungary Needing Amelioration. Acta Geographica 1972.
- [16] *Werminghausen, B.*: Das Hygromull. Dt. Gärtnerbör. Aachen 1967. 39. sz. 597—599.

DATA CONCERNING MAXIMUM TEMPERATURES IN VARIOUSLY FERTILIZED RICE CROPS

by

J. Boros and Ilona Bárány

Összefoglalás: (Adatok különböző kezelésű rizsállományok maximum hőmérsékletéhez). A bőven trágyázott és a műtrágyázás nélküli rizsállományok különböző szintjeiben mért maximum hőmérsékleteket összehasonlítottuk a területen működő makroklíma állomás maximumaival. Az állományok zárórétege alatt a relatív maximum szoros összefüggésben van az állomány fejlődésével, sűrűségével. A relatív maximum segítségével közelítőleg megállapítható az állományok különböző szintjeinek maximum hőmérséklete, s ez az állományokban végbemenő biológiai folyamatok előrejelzéséhez adhat segítséget.

Zusammenfassung: (Beiträge zu den Maximaltemperaturen in auf verschiedener Weise behandelten Reisbeständen). Maximaltemperaturen, welche in verschiedenen Höhen über dem Boden in reichlich mit Kunstdünger versehenen und kunstdüngerlosen Reisbeständen gemessen worden sind, wurden mit den Angaben der zuständigen makroklimatischen Beobachtungsstation verglichen. Die relativen Maxima weisen unterhalb der Sperrschicht der Bestände einen engen Zusammenhang mit der Entwicklung und der Dichte des Reisbestandes auf. Mit Hilfe des relativen Maximums können die Maximaltemperaturen der verschiedenen Höhenlagen des Bestandes abgeschätzt werden, welche dann zu einer Vorhersage der biologischen Vorgänge, die sich im Bestande abspielen, verwertet werden können.

Summary: We compared maximum temperatures measured at various levels of abundantly fertilized and non-fertilized rice crops to the maximum temperatures observed on a macrometeorological station which has been erected on the experimental site. The so-called relative maxima are exhibiting, below the crop canopy, a close connection to the development and the density of the crop. By using the concept of relative maxima, there is a possibility of estimating the maximum temperatures existing at various levels of the crop, the knowledge of which may yield some support for the forecasting of the biological phenomena occurring within the crops.

In research work concerning rice production and the plant breeding of rice, as well as in the producing practice, the requirement arises of investigating crop development and the changes of the qualitative and quantitative indices of crop yield in connection to the meteorological elements.

Many problems may be solved by using data of a macroclimatic station or by the knowledge of the synoptic weather situation. However, the biological phenomena, which are largely depending on crop climate (such as the multiplication of animal or plant pests, the chemical and biological processes occurring in the soil, the development and fertilization of the plant, etc.) could be elucidated only in the knowledge of the crop climate. Average values of the meteorological elements, calculated for various phenological phases, ten-day or five-day periods, or some occasionally executed measurements of the crop climate are unable to yield an answer on the processes occurring within the crops. This is the reason, why M. Dzapvasbaev (1969), P. C. Owen (1969), D. Berényi (1962, 1958), N. Bacsó (1962) and R. Wagner (1966) empha-

sized in their respective papers the importance of a continuous and detailed measurement of crop climate.

This work is based on microclimatological measurements carried out by the staff of the Chair of Climatology of the József Attila University at Szeged, during the years 1971 and 1972, the execution of these measurement being the result of an excellent co-operation with the Rice Research Programme of the Irrigation Research Institute at Szarvas.

In the course of these investigations, we carried out in both years microclimatological measurements during the period July 1—August 31, a period which is enclosing the most important part of the generative phase of the rice plant.

The measurements were taken in the rice plantation Káka II at Szarvas on a solonietz meadow soil, on the variety „Kákai 203” in fertilized and non-fertilized crops as well as on an adjacent submerged, but plant-free site which will be referred as „free water”. The fertilized crop has been treated with ammonium sulphate fertilizer corresponding to a dose of

170 kg/hectare

of sodium and further with a super-phosphate fertilizer corresponding to

85 kg/hectare

of P_2O_5 . These amounts of fertilizer were applied before seeding, after several years of previous rice culture.

In spite of the fact, that the fertilized crop and the control crop received both the same amount of seed-grain and the same kind of agrotechnics, in the course of the growing season, rather important differences occurred in the crop development and in crop density, having their repercussion also on the crop yield. The two crops may be characterized by the data contained in Table 1 and Fig. 1.

Table 1

Yield of fertilized and non-fertilized rice crops (variety Kákai 203) at Szarvas, 1971, 1972.

Year	Fertilized	Plant height cm	Number of panicles/m ²	Number of grains on a panicle	Sterility %	Grain yield q/ha
1971		76	637	37	11	29.9
	N + P	94	799	57	12	47.6
1972		80	534	43	19	29.4
	N + P	102	648	60	16	50.0

The measurements were taken with electrical resistance thermometers at the following levels: 200 cm above the water surface; in the actual leaf canopy zone; 10 cm above the water surface; below the water surface at a depth of 1 cm; and on the water bottom. All the observations were carried out hourly during the whole

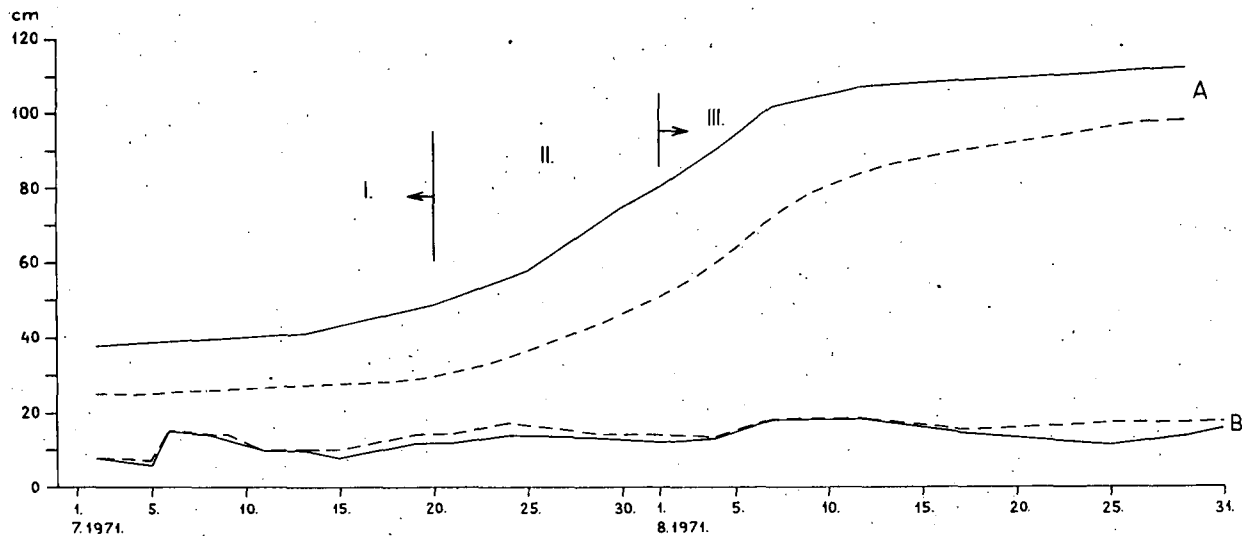


Fig. 1. Height of the canopy level (A) and of the submersion water level (B) in the two rice crops (Szarvas, 1971)

— — — — = non-fertilized crop, ————— = fertilized crop
Phenophases: I = sprouting, II = panicle-flowering, III = maturation

1. ábra. Az állományszáró szint (A) és az árasztóvíz (B) magassága a két rizsállományban (Szarvas, 1971)

— — — — = trágyázás nélküli, ————— = trágyázott állomány
Fenofázisok: I = szárba indulás, II = bugázás-virágzás, III = érés

24-hour period. On the research site, also a macroclimatological station was installed, equipped with recording and direct-reading instruments. We measured the duration of insolation as well as global radiation.

In the course of an earlier investigation on the vertical cross-section (*I. Bárány, J. Boros*, 1972, 1973) we found that the effective surface is, with the development of the plant, transferred into the canopy zone, and below this zone the diurnal amplitude of air temperature is diminishing. In the case of the fertilized crop, the closed consistence of the crop is strongly influencing the water temperature and the soil temperature as well. Among the various components of the thermal balance, radiation effects are overshadowed by thermal conduction and by mixing, a circumstance which is increasing the phase shift of temperature maxima.

According to *D. Berényi* (1962) it is imperative to determine, on the basis of crop climate data, the connection existing with the macroclimate and the local climate, as crop climate is a close function of these.

In this paper, the extreme temperatures observed at the various levels of the rice crops were compared to the extreme values observed at the macroclimatic station and we expressed the values as percentages of the extreme temperatures observed in the thermometer screen, all values being taken in centigrades, and in this way we searched for the connection existing between crop climate and macroclimate. However, from the two kinds of extreme values (maxima and minima) we considered only the maxima, for, in the different crops, the maxima are determining the temperature differences existing, while the differences of the minima, at identical levels, are comporting only some tenths of a degree (centigrade), these differences having varying signs. The slightness of the differences between the minima may be explained by the peculiar radia-

Table 2

Difference of temperature maxima between fertilized and non-fertilized rice crops on some clear and overcast days (centigrade), Szarvas 1971

	Date	Relative insolation	Crop canopy	10 cm over water	1 cm below water	Water bottom
Overcast	14.7	15	0.8	0.0	0.0	0.4
	27.7	15	1.0	0.7	0.8	0.9
	17.8	2	0.4	1.3	0.5	1.1
	24.8	30	-0.5	2.5	1.8	1.3
Clear	12.7	83	-0.5	1.7	2.8	2.7
	27.7	91	-0.4	1.9	1.3	1.3
	20.8	84	0.4	4.2	1.4	1.7
	29.8	88	0.1	4.8	1.3	1.6

tion balance of the crops and by the complex effect of the other factors of the thermal balance (Fig. 2). The percentage values obtained will be referred to as „relative maxima”.

On Fig. 2, which is containing the maximum and minimum temperatures obtained in the course of the reiterated experiment in 1972 for the whole measuring period, it appears, that largest differences between the maxima are occurring on clear days with a radiation type of weather, as these differences are indeed the results of the different radiation balances of the two crops. On the other hand, on cloudy or overcast days, the differences are lower (Fig. 2, Table 2).

Our investigations were limited to clear days with a radiation weather type i.e. to days, on which the duration of insolation was higher than 70% of the astronomically possible duration. The total number of such days was of 34, and they are well distributed over the whole observation period.

Plotting the so-called relative maxima in a co-ordinate system, we traced for every observation level a smoothed curve, and these curves are exhibiting a close connection (mainly as a consequence of the leaf canopy) to the growth of the crop (Fig. 3).

Temperature at the 200 cm level is, during the whole period, a uniform one, it is independent from the crop and its development, and the same conditions hold for the maxima of the leaf canopy level as well. In both crops, it is at this level that is found the largest diurnal amplitude. This is indeed the effective surface, however the masses and the developments of the crops are not influencing the values of the maximum temperature occurring at this level.

Within the crops, at the 10 cm level, the differences are already important ones and even they reach here their highest values, and a clear-cut relation exists to the various phases of crop development. On Fig. 1, which is illustrating the development of the crop, the following phenophases may be distinguished: sprouting, panicking-flowering and maturation. Correspondingly, the curve of relative maxima is possessing equally three segments. At the time of sprouting, there are no important differences, and the values of the relative maxima are higher than 100%. The two curves are parting from each other during the phenophase of panicking and flowering, namely, in the fertilized crop, the relative maximum is decreasing in the course of 10 days by 10 to 15%, a decrease which is decelerated during the phase of maturation, the whole decrease throughout this phase being equal to 2 to 3% only. In the fertilizer-less crops, the relative maxima are not falling below 100%.

The temperature of the submersion water is equally changing with the crop development. The upper layers of the free water are, during the whole measurement period, warmer than the air above. Within the crops, however, this condition holds only until the intensive development begins. In the lower layers of the free water, an important temperature increase is occurring as a consequence of a strong proliferation of algae.

It can be stated, that *the presence of the rice crop is not causing any important change in the maximum temperatures within the air space above the crops, however, there are rather important differences below the canopy layer.* At the beginning of maturation, the relative maximum is reaching a nearly constant value, which is characteristic for the peculiar crop. The relative maxima of this phenophase were further investigated. We determined the mean values and standard deviations of the relative maxima, and carried out a statistical „t”-test for values of the free water and both crops as well as for the values of the two crops (Table 3).

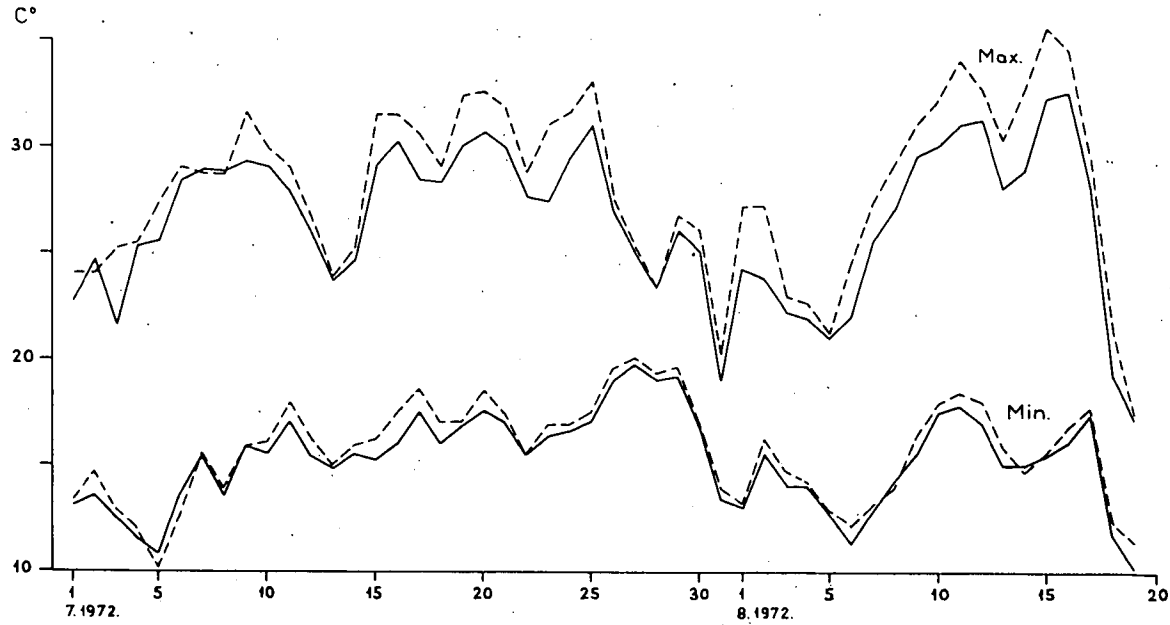
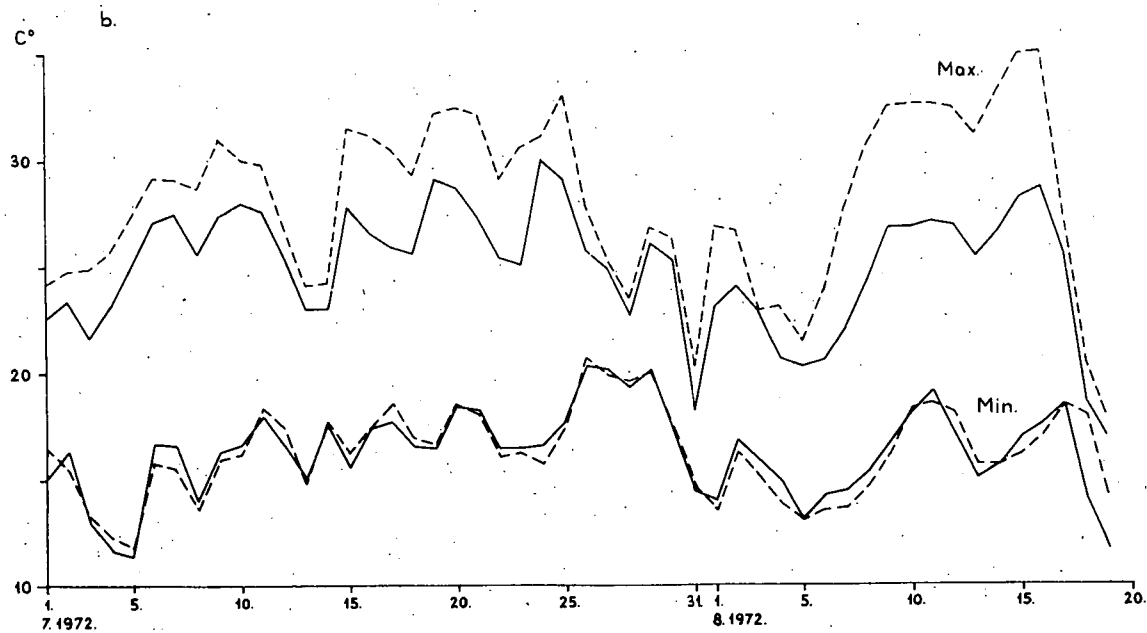


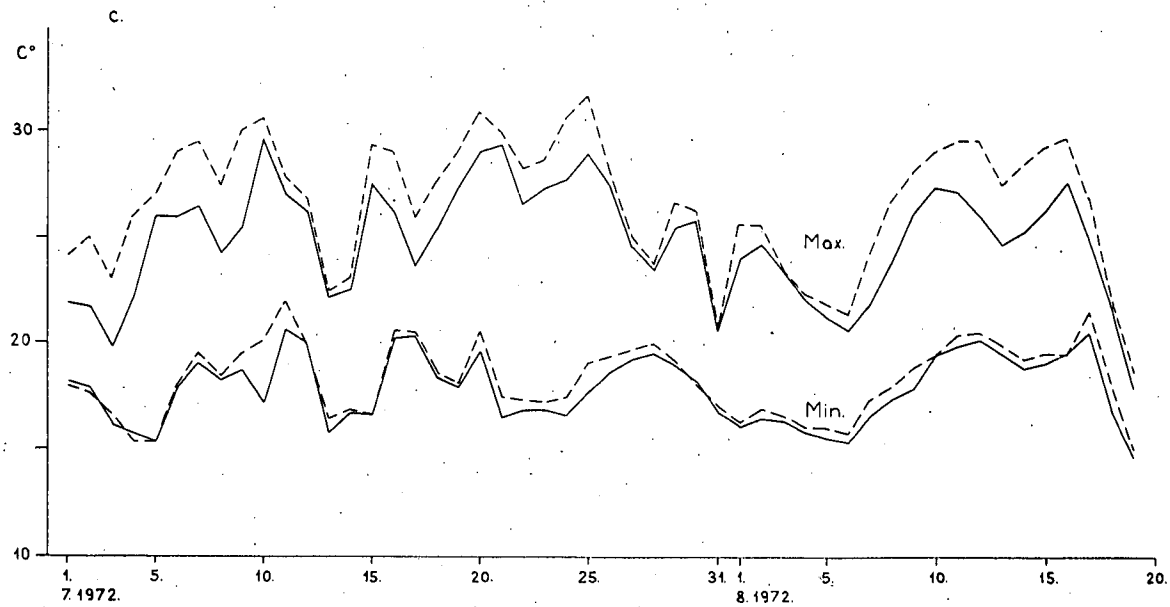
Fig. 2. Maximum and minimum temperatures of the (—) fertilized and the non-fertilized (---) crop (Szarvas, 1972)

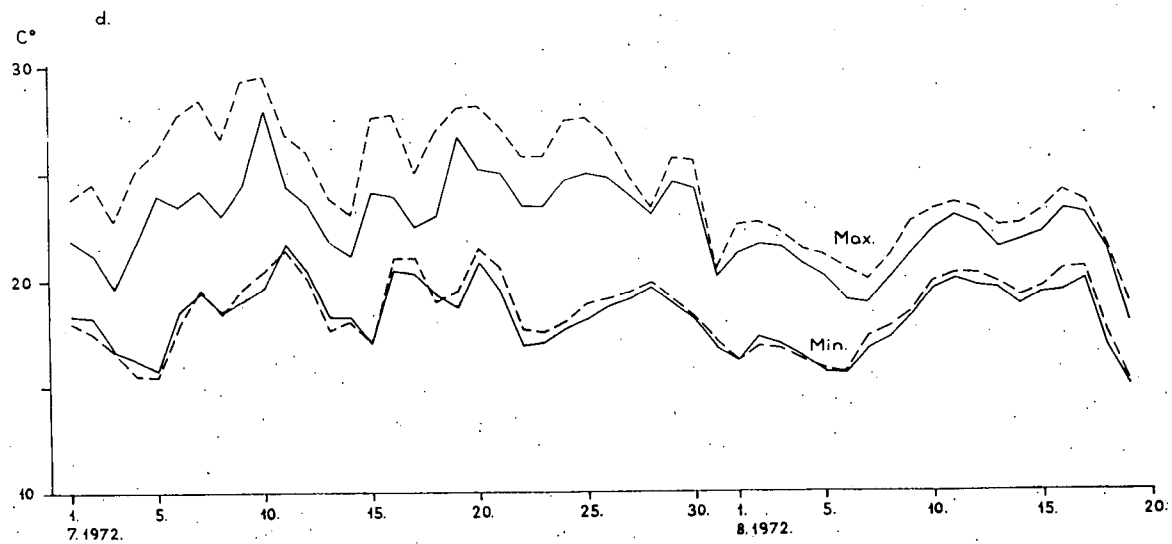
a=canopy layer, b=10 cm above the water surface, c=at 1 cm depth below the water surface, d=water bottom

2. ábra. A trágyázott (—) és a trágyázás nélküli állomány (---) maximum és minimum értékei (Szarvas, 1972)

a=állományzáró réteg, b=vízszint felett 10 cm, c=vízfelszín alatt 1 cm, d=vízfenék







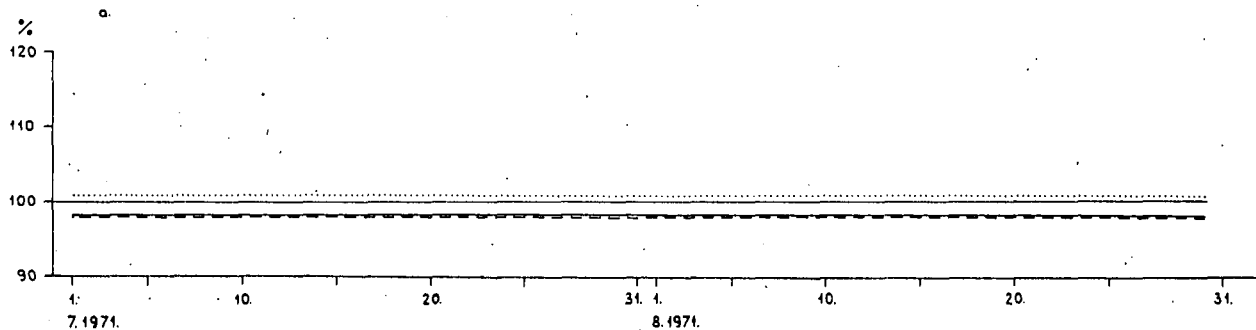
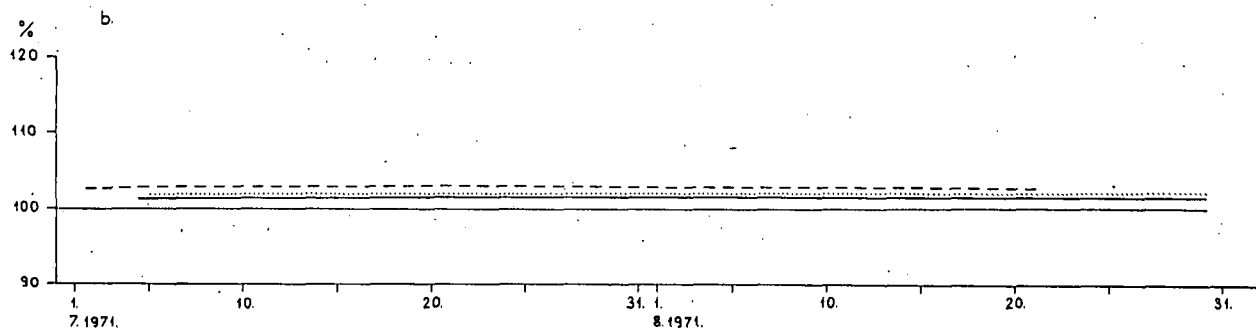
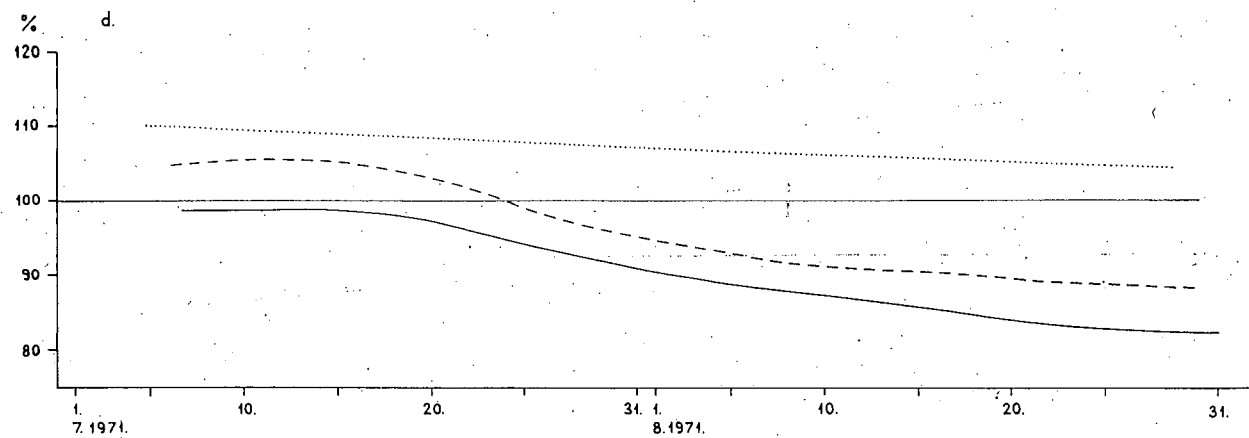
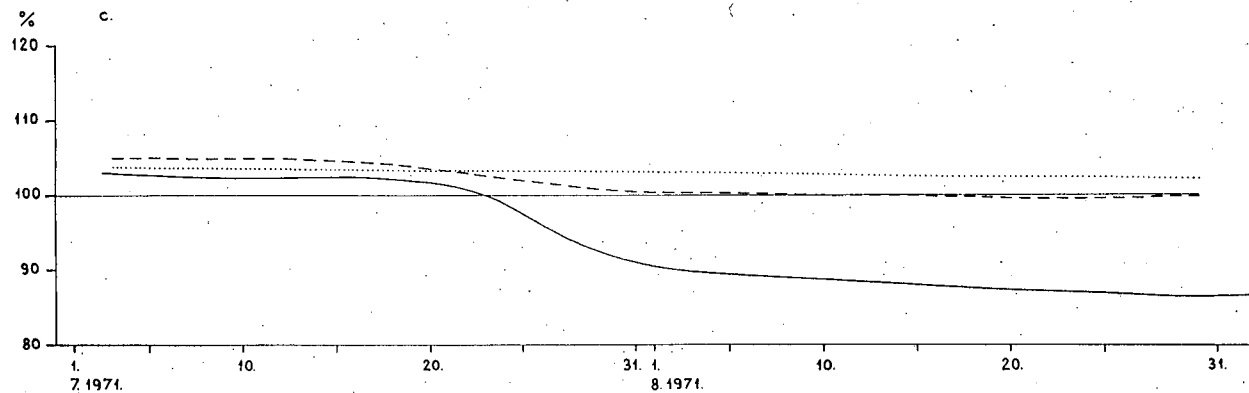


Fig. 3. Smoothed curves of the so-called relative maxima in the fertilized (—) crop, in the non fertilized crop (---) and in the free water (...). (Szarvas, 1971)
a=200 cm level, b=canopy level, c=10 cm above the water surface, d=at 1 cm depth below the water surface, e=water bottom

3. ábra. A relatív maximum kiegyenlített görbéi a trágyázott (—), a trágyázás nélküli (---) állományban és a szabad vízben (...) (Szarvas, 1971)
a=200 cm, b=állományzáró réteg, c=vízfelszín felett 10 cm, d=vízfelszín alatt 1 cm, e=vízfenék





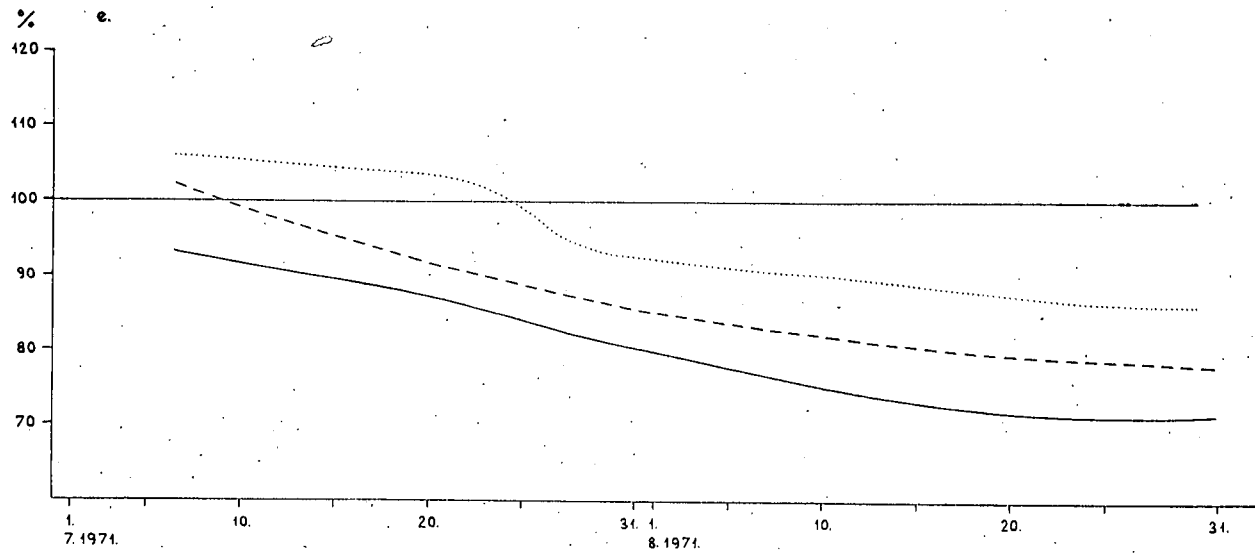


Table 3

Statistical investigation of the maximum temperatures of the two rice crops and the free water during the phenophase of maturation
(Szarvas, 1971)

Level	n=24					
	crop	X%	σ	Crops	„t”	Significance level
200 cm	a	100.4	1.98	a—c	4.035	+++
	b	98.1	1.68	a—b	4.356	+++
	c	98.1	2.01	b—c	0.	—
Crop canopy	a	102.6	2.34	a—c	0.361	—
	b	101.5	3.05	a—b	1.406	—
	c	102.3	3.34	b—c	0.869	—
10 cm over water	a	103.0	2.24	a—c	1.115	—
	b	90.3	5.81	a—b	10.023	++++
	c	102.1	3.28	b—c	8.695	+++
1 cm below water surface	a	105.8	5.54	a—c	8.383	+++
	b	88.7	5.80	a—b	10.477	+++
	c	93.3	4.79	b—c	3.005	++
Water bottom	a	90.4	7.32	a—c	3.928	+++
	b	77.1	5.75	a—b	7.022	+++
	c	83.0	5.67	b—c	3.588	+++

a = free water

b = fertilized crop

c = non-fertilized crop

— = no significant difference

++ = significant on the 1% probability level

+++ = significant on the 0.1% probability level

In terms of mean values, it appears, that in the free water, the surface is the warmest layer, its maximum being nearly by 6% „higher” than the maximum observed at the climatological station. In the crops, the warmest layer is transferred to the canopy level. The insolation of the inner space of the crop depends on a complex effect of the following factors: incidence angle of the solar rays, their azimuth, the diurnal variation of insolation as a consequence of cloudiness, and the degree of closedness of the drops. Accordingly, at the 10 cm level of the fertilized crop, the standard deviation of the relative maxima is the highest. The fertilizer-less crop is rather an open one, there, the double effective layers at 10 cm and at canopy level are very probably exerting their influence during the whole day, and the vertical maximum is appearing at one time on the lower and at one time on the higher level, according to the insolation, and, consequently, these two levels are exhibiting nearly identical mean values and standard deviations, and there is no significant difference to the conditions prevailing at the 10 cm level of free water.

At the 200 cm level, there is a difference among the free water and the two crops of at most 2 to 3%, however, because of the low value of the standard deviation, the „t”-test yields a significance of the difference.

In our opinion, the mean values are (within the limits determined by the standard deviation) suitable during the generative phase of the crop for yielding, by using the maximum temperatures observed on a near-by macroclimatological station, a knowledge of the maximum temperatures at various levels of the crops and for preparing, on this basis, a forecast on the biological phenomena of the rice crops.

References

- Bacso, N. (1962): A folyamatos mérések jelentősége az állományklíma kutatásában (Importance of Continuous Measurements in the Investigation on Crop Climate), MTA Agr. Tud. Oszt. Közl. XXI. 3—4.
- Bárány, I.—Boros, J. (1972): Temperature Conditions in the Microclimate of a Rice Crop, Acta Climatologica. Szeged. Tom. XI. 47—67.
- Bárány, I.—Boros, J. (1973): Characteristics of the change of temperature in rice plots of various densities. Acta Geographica Szeged, XIII.
- Berényi, D. (1958): Az állományklímát kialakító tényezők. (The Factors Determining a Crop Climate). MTA Agrártudományok Oszt. Közl. 1—3.
- Berényi, D. (1962): Hozzászólások Bacso N.: A folyamatos mérések jelentősége az állományklíma kutatásában (Discussion on the paper of N. Bacso, „Importance of Continuous Measurements in the Investigation of Crop Climate”)
- Owen, P. C. (1969): The growth of four rice varieties as affected by temperature and photoperiod with uniform daily periods of daylight. Exp. Agric. London 85—90. p.
- Öntözési Kutató Intézet: Jelentés (Report of the Institute for Irrigation Research), 1972, Szarvas, 1973.
- Wagner, R. (1966): Die Temperatur des Bodens, des Wassers und der Luft in Kopáncs, II. Teil (Temperatures of the Soil, of the Water and of the Air at Kopáncs, Part II) Acta Climatologica Szeged. Tom. VI. 1—51 p.
- Dzaphasbaev, M. (1969): Agroklímátičeskie uslovia proizrastanija risa v kontinentalnom klimate (Agricultural-Climatological Conditions of Rice Production under Conditions of a Continental Climate), Gidrometeor. Izdat. Leningrad.

Contents—Inhaltsverzeichnis

<i>Péczely, G.</i> : Precipitation Patterns of Our Planet	3
<i>Kiss Á. und Cs. Károssy</i> : Charakteristiken der Tagesschwankung der Temperatur auf dem südlichen Teil der Ungarischen Tiefebene	19
<i>Juhász J. and M. Dzubay</i> : The Soil Conditions of the Physical Landscapes of the Southern Great Plain with Special Regard to the Possibilities of Soil Amelioration.....	47
<i>Boros J. and Ilona Bárány</i> : Data Concerning Maximum Temperatures in Variously Fertilized Rice Crops	61

Felelős kiadó: Dr. Péczely György

73—5481—Szegedi Nyomda